

**Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär
am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres,
Antarktis**

**Late Quaternary paleoglaciology and paleoceanography
at the continental margin of the southern Weddell Sea,
Antarctica**

Martin Melles

**Ber. Polarforsch. 81 (1991)
ISSN 0176-5027**

Martin Melles

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße; D-2850 Bremerhaven; Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1990 am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt wurde.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Kurzfassung/Abstract	IV
1 Einleitung und Fragestellung	1
2 Das Untersuchungsgebiet	4
2.1. Geographische Lage und Bathymetrie	4
2.2. Hydrographie	5
2.3. Glaziologie	11
2.4. Geologischer Überblick	12
3 Übersicht über Material und Methoden	16
4 Ergebnisse der Sedimentechographie	19
4.1. Klassifizierung von Sediment-Echotypen	19
4.2. Kartierung und Interpretation der Sediment-Echotypen	23
5 Untersuchung der Sedimentoberflächen	27
5.1. Darstellung der Ergebnisse	27
5.1.1. Beschreibung der Sedimentoberflächen	27
5.1.2. Korngrößenverteilung	29
5.1.3. Karbonat- und C _{org} -Gehalt	29
5.1.4. Komponentenverteilung in der Grobfraction	30
5.1.5. Mineralverteilung in der Tonfraction	32
5.1.6. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	32
5.2. Diskussion und Interpretation der Ergebnisse	41
5.2.1. Glaziologische Einflüsse auf die rezente Sedimentation	41
5.2.1.1. Sedimenttransport durch Eisberge	41
5.2.1.2. Meereisbedeckung und biogene Produktion	42
5.2.2. Hydrographische Einflüsse auf die rezente Sedimentation	43
5.2.2.1. Terrigener Sedimenttransport durch das Eisschelfwasser (ISW)	43
5.2.2.2. Terrigener Sedimenttransport durch andere Wassermassen	47
5.2.2.3. Biogene Produktion und Überlieferung	48
5.2.3. Rezenter gravitativer Sedimenttransport	51

	Seite	
6	Untersuchung der Sedimentkerne	52
6.1.	Darstellung der Ergebnisse	52
6.1.1.	Sedimentfarbe und Sedimentstruktur	52
6.1.2.	Korngrößenverteilung und Eisfrachtverteilung	52
6.1.3.	Sedimentphysikalische Eigenschaften	54
6.1.4.	Karbonat- und C _{org} -Gehalt	56
6.1.5.	Komponentenverteilung in der Grob- und Siltfraktion	57
6.1.6.	Mineralverteilung in der Tonfraktion	58
6.1.7.	Datierungen und Isotopenmessungen	59
6.1.7.1.	¹⁴ C-Datierungen	60
6.1.7.2.	Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	62
6.1.7.3.	²³⁰ Th-Aktivität an der Station PS1498	64
6.1.7.4.	Paläomagnetische Messungen an der Station PS1498	66
6.2.	Diskussion und Interpretation der Ergebnisse	90
6.2.1.	Stratigraphie, Sedimentations- und Akkumulationsraten	90
6.2.2.	Glaziologische Einflüsse auf die Sedimentation	94
6.2.2.1.	Kompaktion, Erosion und Transport durch Eis	94
6.2.2.2.	Meereisbedeckung und biogene Produktion	100
6.2.3.	Hydrographische Einflüsse auf die Sedimentation	104
6.2.3.1.	Dichtes Bodenwasser am Kontinentalhang im Glazial	104
6.2.3.2.	Eisschelfwasser (ISW) am Kontinentalrand im Postglazial	109
6.2.3.3.	Wassermassen des Weddellwirbels	113
6.2.4.	Gravitativer Sedimenttransport am Kontinentalhang	115
7	Modell der spätquartären Sedimentation	118
7.1.	Sedimentation im Spätpleistozän	118
7.2.	Sedimentation im Übergang vom Pleistozän zum Holozän	119
7.3.	Sedimentation im frühen Holozän	121
7.4.	Sedimentation im späten Holozän	122
8	Danksagung	123
9	Literaturverzeichnis	124

Inhaltsverzeichnis

Anhang

	Seite	
10	Material und Methoden	135
10.1.	Bathymetrische Vermessung	135
10.2.	Sedimentechographie	135
10.3.	Probennahme vom Meeresboden	135
10.4.	Bearbeitung der Sedimentkerne	137
10.5.	Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften	139
10.6.	Karbonat- und C _{org} -Gehaltsbestimmung	142
10.7.	Analyse der Korngrößenverteilung	144
10.8.	Verteilungsanalyse der Eisfracht (IRD)	148
10.9.	Komponentenanalysen	148
10.9.1.	Analyse der Grobkornverteilung in den Oberflächensedimenten	148
10.9.2.	Analyse der biogenen Komponentenverteilung in den Kernen	151
10.9.3.	Analyse der Mineralverteilung in der Tonfraktion	152
10.10.	Datierungen und Isotopenmessungen	154
10.11.	Sedimentdeformation bei der Probennahme	157
10.12.	Parallelisierung der Sedimente von Kastengreifern und Schwereloten	159
11	Tabellen	160
	Tab. 12 - 15: Sedimentparameter der Oberflächenproben	160
	Tab. 16 - 17: Mineralverteilung in der Tonfraktion in der Filchner-Rinne	164
	Tab. 18 - 26: Korngrößenverteilung und stabile Isotope in den Kernen	165
	Tab. 27 - 33: Mineralverteilung in der Tonfraktion in den Kernen	173
	Tab. 34 - 42: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter in den Kernen	180
	Tab. 43: ²³⁰ Th _{excess} -Aktivität an der Station PS1498	189
	Tab. 44: Paläomagnetische Ergebnisse an der Station PS1498	190

Kurzfassung

Am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres wurden auf vier Expeditionen mit dem FS "Polarstern" Profilmfahrten durchgeführt und geologisches Probenmaterial gewonnen. Aus den Echolotdaten wurde eine detaillierte bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes erstellt. In Sediment-Echogrammen ließen sich neun Echotypen klassifizieren, die kartiert und interpretiert wurden.

An 32 ungestörten Oberflächenproben aus Kastengreifern sowie an dem Kernmaterial von 9 Stationen wurden sedimentologische Untersuchungen durchgeführt. Neben der Beschreibung des Probenmaterials und struktureller Untersuchungen an Radiographien wurden Körngrößenverteilungen, Karbonat- und C_{org} -Gehalte, Komponentenverteilungen in verschiedenen Korngrößenfraktionen, stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen und z.T. in benthischen Foraminiferen sowie sedimentphysikalische Parameter bestimmt. Die Stratigraphie basiert auf ^{14}C -Datierungen, Sauerstoff-Isotopenstadien und an einer Station auf paläomagnetischen Messungen und ^{230}Th -Analysen.

Die Sedimente umfassen den Ablagerungszeitraum vom letzten glazialen Maximum bis heute. Sie sind überwiegend aus terrigenen Sedimentkomponenten zusammengesetzt. Die Genese der Sedimente wurde durch glaziale, hydrographische und gravitative Prozesse gesteuert. Schwankungen in der Meereisbedeckung beeinflussten die biogene Produktion. Eisberge und Inlandeis waren bedeutende Transportmedien; ihre Grundberührung führte auf dem äußeren Kontinentalschelf zur Kompaktion und Erosion glazialmariner Sedimente. Die Zirkulation sowie die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Wassermassen steuerten den Transport von Feinmaterial, die biogene Produktion und ihre Überlieferung. Gravitative Transportprozesse führten am Kontinentalhang zu Umlagerungen von Sedimenten.

Die kontinentalen Eismassen waren vermutlich später als 31.000 J.v.h. bis zum Schelfrand vorgerückt und hatten auf dem Untergrund aufgelegt. Mit dem Eisvorstoß war eine Erosion der Schelfsedimente und ein sehr hoher Sedimenteintrag am oberen Kontinentalhang von Süden verbunden. Die Erosionsfläche auf dem Schelf ist als sehr ebener, schallharter Reflektor in den Sediment-Echogrammen ausgebildet. Die Meereisbedeckung war über dem mittleren und unteren Kontinentalhang so dicht, daß die biogene Produktion fast zum Erliegen kam. Unmittelbar vor dem Inlandeis, über dem oberen Kontinentalhang, existierte zumindest zeitweilig eine < 50 km breite Küstenpolynya, in der die biogene Produktion deutlich erhöht war. Starke Meereisbildung in der Polynya führte wahrscheinlich zur Entstehung einer salzreichen und damit dichten Wassermasse, die bodennah über den Kontinentalhang in die Tiefsee abströmte und möglicherweise zur Bodenwasserbildung beitrug. Die Stromstärken dieser Wassermasse unterlagen vermutlich jahreszeitlichen Schwankungen. Der bodennahe Strom der dichten Wassermasse führte wahrscheinlich in Kombination mit gravitativen Transportprozessen, die durch den hohen Sedimenteintrag ausgelöst wurden, am Kontinentalhang zu einer lateral nach Westen fortschreitenden Erosion entlang einer SW-NE streichenden, 200 bis 400 m hohen morphologischen Stufe.

Mit dem postglazialen Temperatur- und Meeresspiegelanstieg waren im Zeitraum von ca. 14.000 bis 13.000 J.v.h. starke Veränderungen in den Umweltbedingungen

verbunden. Zunächst begannen die Eismassen auf dem äußeren Kontinentalschelf aufzuschwimmen. Intensive Kalbungsprozesse führten zu einer raschen Verlagerung der Eiskante nach Süden. Damit änderte sich das Liefergebiet des durch Eisberge zugeführten Materials. Es wurde nicht mehr vom südlich angrenzenden Schelf, sondern aus dem östlichen Weddellmeer eingetragen. Mit dem Eisrückzug endeten die gravitativen Transportprozesse am Kontinentalhang. Kurz nach dem Beginn des Eisrückzuges ging die Meereisbedeckung im gesamten Untersuchungsgebiet zurück. Zeitgleich kam die Produktion des dichten, salzreichen Bodenwassers zum Erliegen, wodurch die Sedimentzusammensetzung am Kontinentalhang von den Wassermassen des Weddellwirbels beeinflusst wurde.

Die Produktion des sehr kalten Eisschelfwassers (ISW) unter dem sich nach Süden zurückziehenden Filchner-Ronne-Schelfeis begann etwas später als 12.000 J.v.h.. Das ISW strömte zunächst mit geringeren Geschwindigkeiten als heute über den Kontinentalrand und wurde entlang der Erosionsstufe am Hang in die Tiefsee geführt. Vor ca. 7.500 Jahren hatte sich die Grundlinie des Eises > 400 km nach Süden verlagert. Eine fortschreitende Verlagerung um weitere 200 bis 300 km hat vermutlich vor ca. 4.000 Jahren eine offene Wasserverbindung unter dem Schelfeis südlich der Berkner-Insel geschaffen. Dadurch könnte ein unter dem Ronne-Schelfeis entstehendes ISW zusätzlich unter das Filchner-Schelfeis gelangt sein. Ein damit verbundener erhöhter Strom des ISW über den Kontinentalrand führte möglicherweise dazu, daß es am oberen Hang die Erosionsstufe nach Westen überströmen konnte. Seitdem ist es am unteren Hang nicht mehr in den Sedimentparametern nachweisbar. Dort bestimmen heute die tieferen Wassermassen des Weddellwirbels die Sedimentzusammensetzung. Die Meereisbedeckung war im frühen Holozän zeitweilig wieder so dicht, daß sie die biogene Produktion stark einschränkte.

Abstract

During four expeditions with RV "Polarstern" at the continental margin of the southern Weddell Sea, profiling and geological sampling were carried out. A detailed bathymetric map was constructed from echo-sounding data. Sub-bottom profiles, classified into nine echotypes, have been mapped and interpreted.

Sedimentological analyses were carried out on 32 undisturbed box grab surface samples, as well as on sediment cores from 9 sites. Apart from the description of the sediments and the investigation of sedimentary structures on X-radiographs the following characteristics were determined: grain-size distributions; carbonate and C_{org} content; component distributions in different grain-size fractions; stable oxygen and carbon isotopes in planktic and, partly, in benthic foraminifers; and physical properties. The stratigraphy is based on ^{14}C -dating, oxygen isotope stages and, at one site, on paleomagnetic measurements and ^{230}Th -analyses.

The sediments represent the period of deposition from the last glacial maximum until recent time. They are composed predominantly of terrigenous components. The formation of the sediments was controlled by glaciological, hydrographical and gravitational processes. Variations in the sea-ice coverage influenced biogenic production. The ice sheet and icebergs were important media for sediment transport;

their grounding caused compaction and erosion of glacial marine sediments on the outer continental shelf. The circulation and the physical and chemical properties of the water masses controlled the transport of fine-grained material, biogenic production and its preservation. Gravitational transport processes were the main mode of sediment movements on the continental slope.

The continental ice sheet advanced to the shelf edge and grounded on the sea-floor, presumably later than 31,000 y.B.P.. This ice movement was linked with erosion of shelf sediments and a very high sediment supply to the upper continental slope from the adjacent southern shelf. The erosional surface on the shelf is documented in the sub-bottom profiles as a regular, acoustically hard reflector. Dense sea-ice coverage above the lower and middle continental slope resulted in the almost total breakdown of biogenic production. Immediately in front of the ice sheet, above the upper continental slope, a < 50 km broad coastal polynya existed at least periodically. Biogenic production was much higher in this polynya than elsewhere. Intense sea-ice formation in the polynya probably led to the development of a high salinity and, consequently, dense water mass, which flowed as a stream near bottom across the continental slope into the deep sea, possibly contributing to bottom water formation. The current velocities of this water mass presumably had seasonal variations. The near-bottom flow of the dense water mass, in combination with the gravity transport processes that arose from the high rates of sediment accumulation, probably led to erosion that progressed laterally from east to west along a SW- to NE-trending, 200 to 400 m high morphological step at the continental slope.

During the period 14,000 to 13,000 y.B.P., during the postglacial temperature and sea-level rise, intense changes in the environmental conditions occurred. Primarily, the ice masses on the outer continental shelf started to float. Intense calving processes resulted in a rapid retreat of the ice edge to the south. A consequence of this retreat was, that the source area of the ice-rafted debris changed from the adjacent southern shelf to the eastern Weddell Sea. As the ice retreated, the gravitational transport processes on the continental slope ceased. Soon after the beginning of the ice retreat, the sea-ice coverage in the whole research area decreased. Simultaneously, the formation of the high salinity dense bottom water ceased, and the sediment composition at the continental slope then became influenced by the water masses of the Weddell Gyre.

The formation of very cold Ice Shelf Water (ISW) started beneath the southward retreating Filchner-Ronne Ice Shelf somewhat later than 12,000 y.B.P.. The ISW streamed primarily with lower velocities than those of today across the continental slope, and was conducted along the erosional step on the slope into the deep sea. At 7,500 y.B.P., the grounding line of the ice masses had retreated > 400 km to the south. A progressive retreat by additional 200 to 300 km probably led to the development of an open water column beneath the ice south of Berkner Island at about 4,000 y.B.P.. This in turn may have led to an additional ISW, which had formed beneath the Ronne Ice Shelf, to flow towards the Filcher Ice Shelf. As a result, increased flow of ISW took place over the continental margin, possibly enabling the ISW to spill over the erosional step on the upper continental slope towards the west. Since that time, there is no longer any documentation of the ISW in the sedimentary parameters on the lower continental slope. There, recent sediments reflect the lower water masses of the Weddell Gyre. The sea-ice coverage in early Holocene time was again so dense that biogenic production was significantly restricted.

1 Einleitung und Fragestellung

Seit dem Beginn des industriellen Zeitalters wird das Klima der Erde durch Aktivitäten des Menschen in zunehmendem Maße beeinflusst. Zahlreiche Forschungsprogramme, die heute unter dem Begriff "Global Change" zusammengefaßt werden, haben zum langfristigen Ziel, die Klimaveränderungen und ihre zukünftigen Auswirkungen auf die Umwelt zu modellieren. Die geowissenschaftliche Forschung kann dazu wesentliche Beiträge leisten. Zum einen ist das Verständnis der natürlichen, hauptsächlich durch die Milankovitch-Parameter gesteuerten Klimaschwankungen in der jüngeren Erdgeschichte notwendig, um anthropogene von natürlichen Einflüssen zu trennen. Zum anderen tragen Erkenntnisse über die Veränderungen der Umweltbedingungen in der geologischen Vergangenheit zu einem besseren Verständnis der komplexen Wechselbeziehungen zwischen Geosphäre, Kryosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und Atmosphäre bei. Mit den rekonstruierten Umweltänderungen lassen sich zudem Klimamodelle verifizieren.

Der Antarktis kommt für die Gestaltung des Klimageschehens eine Schlüsselstellung zu. Sie ist heute zu ca. 97 % von einem Eisschild bedeckt und lange Zeit im Jahr von einem breiten Meereisgürtel umgeben. Veränderungen im Volumen der kontinentalen Eismassen stehen in direkter Wechselwirkung mit den globalen Meeresspiegelschwankungen. Die geographische Ausdehnung des Eisschildes und der Meereisbedeckung beeinflusst die ozeanographische und atmosphärische Zirkulation sowie durch die hohe Albedo den Wärmehaushalt der Erde.

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit umfaßt den Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres (Abb. 1). Dort wird heute vermutlich ein Großteil des Antarktischen Bodenwassers gebildet (FOLDVIK et al. 1985d). Das Gebiet befindet sich in unmittelbarer Nähe zum Filchner-Ronne-Schelfeis und zu den schmalen Schelfeisen des östlichen Weddellmeeres. Es liegt zudem im Übergangsbereich von einer fast permanenten zu einer geringeren Meereisbedeckung während des kurzen Südsommers. In den Sedimenten im Untersuchungsgebiet könnten daher zahlreiche Veränderungen in den Umweltbedingungen in Abhängigkeit von den quartären Klimazyklen dokumentiert sein. Es sind dies vor allem Veränderungen in der ozeanographischen Zirkulation, in der Ausdehnung der kontinentalen Eismassen, in der Meereisbedeckung sowie in den Transportprozessen und Liefergebieten der Sedimente.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden ungestörte Oberflächenproben und Sedimentkerne bearbeitet, eine sedimentechographische Kartierung durchgeführt und eine bathymetrische Karte erstellt.

Die sedimentologische Bearbeitung von ungestörten Oberflächenproben ermöglicht das Studium der rezenten Umwelteinflüsse auf die Genese der Sedimente. Die Wechselwirkungen zwischen Bathymetrie, Hydrographie und Glaziologie auf die Sedimentationsprozesse und Liefergebiete lassen sich in Beziehung setzen. Die Bearbeitung der Oberflächenproben stellt damit den Ausgangspunkt sowie die Grundlage für Untersuchungen an Sedimentkernen dar, die zum Ziel haben

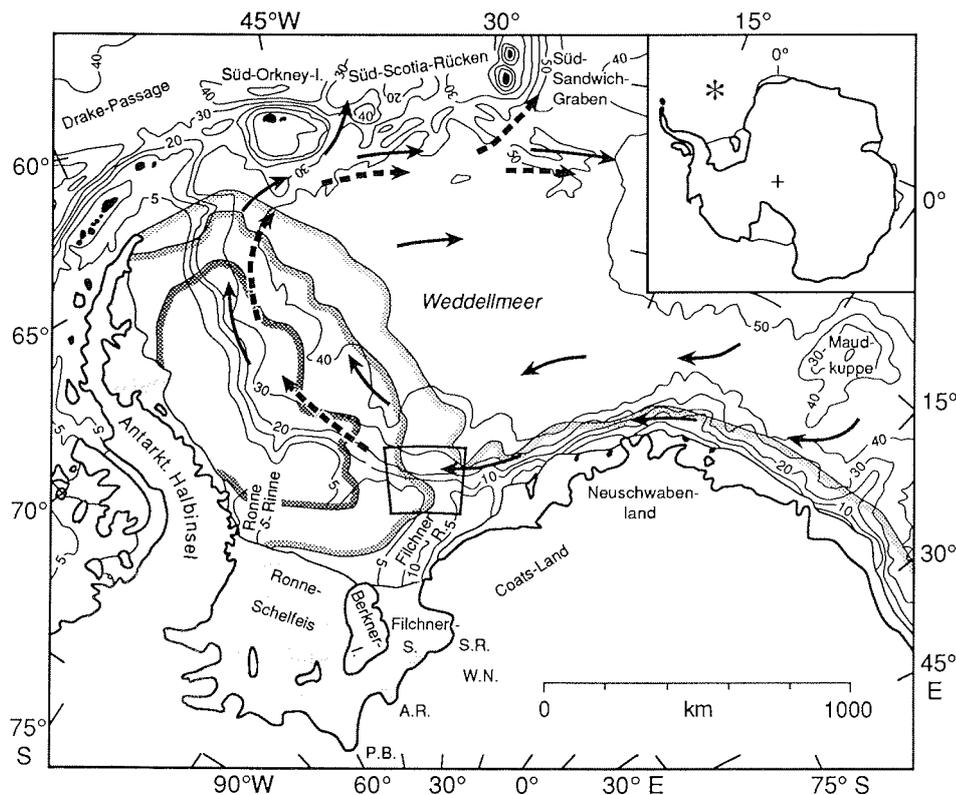


Abb. 1: Karte des Weddellmeeres am antarktischen Kontinentalrand (Tiefenlinien in Meter x 100; nach GEBCO 1983). Die Lage des Untersuchungsgebietes im südöstlichen Weddellmeer ist umrandet (für Details s. Abb. 2). Außerdem sind die Grenzen der 20 %igen (—), 50 %igen (---) und 80 %igen (---) Meereisbedeckung während der minimalen Eisbedeckung (15. Februar) dargestellt (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985). Die durchgezogenen Pfeile markieren die Zirkulation des Oberflächenwassers, die gestrichelten Pfeile die des neu gebildeten Bodenwassers (WSBW). S.R. = Shackleton Range, W.N. = Wichaway Nunataks, A.R. = Argentina Range, P.B. = Pensacola-Berge.

Veränderungen in der Vergangenheit zu rekonstruieren. Die untersuchten Oberflächenproben umfassen einen Ablagerungszeitraum von mehreren Jahrzehnten bis Jahrhunderten. In ihren Sedimentparametern ist damit ein längerfristiges Mittel der Umweltbedingungen gespeichert. Die Interpretation der Sedimentparameter kann daher wichtige ergänzende Informationen zu *in situ* - Messungen liefern, die in der Antarktis erst seit wenigen Jahren durchgeführt werden, meist auf den kurzen Südsommer beschränkt sind und in weiten Bereichen noch große Lücken aufweisen.

In den Sedimentkernen sind die Veränderungen der Umweltbedingungen in der geologischen Vergangenheit dokumentiert. Die sedimentologische Bearbeitung des

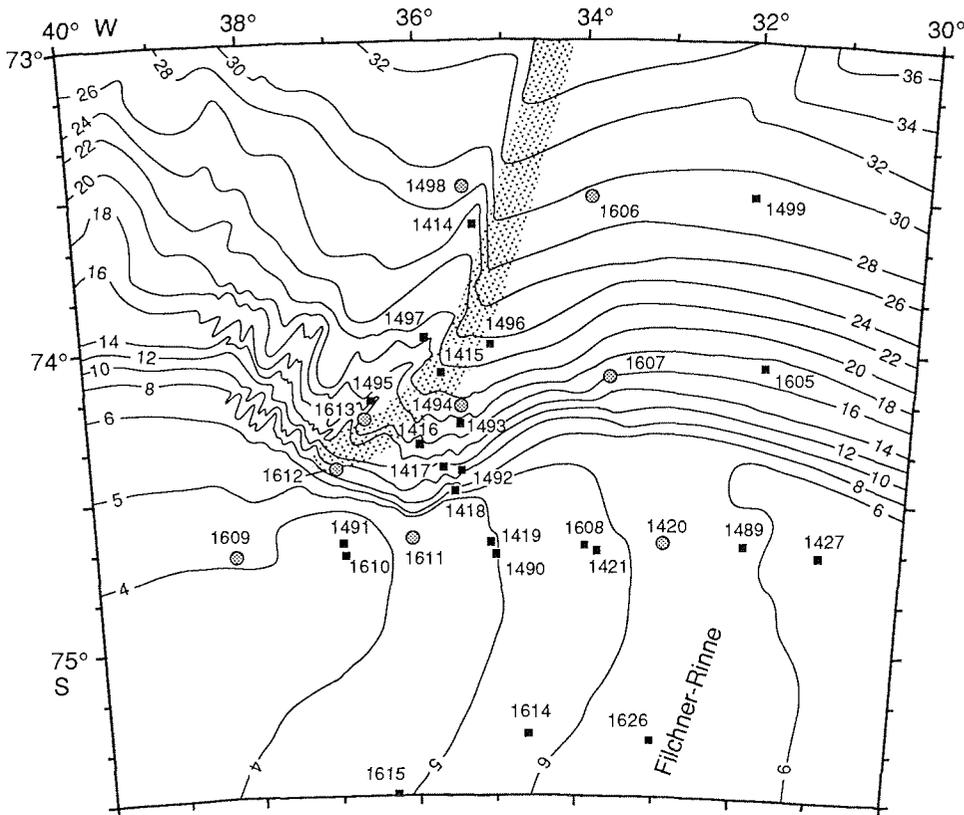


Abb. 2: Detaillierte bathymetrische Karte (Tiefenlinien in Meter x 100) des Untersuchungsgebietes mit den Probennahmestationen. Die Karte beruht auf Echolotdaten der Fahrtabschnitte ANT-IV/3, ANT-V/4 und ANT-VI/3 des FS "Polarstern" (vgl. Abb. 9) sowie auf Daten von Y. KRISTOFFERSEN (Oslo, unveröffentl.). Der Verlauf der Erosionsstufe am Hang ist mit einem Punktraster gekennzeichnet. Von den mit schwarzen Quadraten markierten Stationen wurden die Oberflächenproben, von den mit grauen Kreisen markierten Stationen zusätzlich das Kernmaterial sedimentologisch bearbeitet.

Kernmaterials liefert, unter Einbeziehung der Erkenntnisse von den Oberflächenproben, Informationen über Veränderungen der Sedimentationsprozesse an den jeweiligen Kernpositionen. Durch Vergleiche zwischen den Kernen läßt sich bei einer hinreichend großen Probenzahl mit Hilfe stratigraphischer Informationen die paläozeanographische und paläoglazilogische Entwicklung innerhalb des Untersuchungsgebietes im erfaßten Ablagerungszeitraum rekonstruieren.

Sedimentechographische Profile liefern Informationen über die obersten Sedimentschichten. Sie sind ein wichtiges Hilfsmittel bei der Stationswahl. Aus der Kartierung der Echogramme läßt sich ein großräumiges, dreidimensionales Bild von den Sedimentabfolgen am Meeresboden gewinnen. Sie erleichtert damit die

Parallelisierung der Sedimentkerne. Außerdem kann die Kartierung auch Informationen über Sedimentationsprozesse liefern, die in den Sedimentkernen aufgrund der punktuellen Beprobung oder zu geringer Kerngewinne nicht dokumentiert sind.

Die durchgeführten Untersuchungen gingen im wesentlichen den folgenden Fragen nach:

- Welche Faktoren steuern heute die Genese der Sedimente? Lassen sich aus der Zusammensetzung der Oberflächensedimente neue Erkenntnisse über die rezente ozeanographische Zirkulation, sowie die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Wassermassen ableiten?
- Lassen sich aus den Sedimentkernen Informationen über Veränderungen (Volumen und Ausdehnung) der Inlandeismassen im Wechsel der quartären Klimazyklen ableiten?
- Lassen sich aus den Sedimentparametern der Kerne Schwankungen in der Meereisbedeckung in der Vergangenheit rekonstruieren?
- Sind in den Sedimentkernen Veränderungen der ozeanographischen Zirkulation dokumentiert und lassen sich die Prozesse sowie die Geschichte der Bodenwasserbildung rekonstruieren?
- Liefern die Sediment-Echogramme zusätzliche Informationen über großräumige ozeanographische und glaziologische Erosions- und Transportprozesse? Inwieweit haben solche Prozesse die Morphologie am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres geprägt?

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1. Geographische Lage und Bathymetrie

Das Weddellmeer ist der atlantische Teil des Südozeans (Abb. 1). Es wird im Norden durch den Süd-Scotia-Rücken, im Osten durch den Ostantarktischen Schild, im Süden durch das Filchner-Ronne-Schelfeis und im Westen durch die Antarktische Halbinsel begrenzt.

Die antarktischen Schelfe unterscheiden sich von anderen kontinentalen Schelfen vor allem durch ihre große Wassertiefe, ihre Tiefenzunahme in Richtung Kontinent und ihre rauhe Topographie. Auf dem Schelf des Weddellmeeres beträgt die mittlere Wassertiefe ca. 450 m (ANDERSON et al. 1983b). Der Schelfrand weist eine Tiefe von ca. 600 m auf (JOHNSON et al. 1981). Flache Schelfbereiche nördlich der

Berkner-Insel, mit Wassertiefen bis < 250 m, werden vom Kontinent durch zwei N-S streichende Schelfübertiefungen getrennt. Die Ronne-Rinne im Südwesten weist ca. 650 m Wassertiefe an der Schelfeiskante und > 1000 m unter dem Schelfeis auf, die Filchner-Rinne im Südosten erreicht ca. 1200 m an der Eiskante und taucht bis ca. 1320 m unter das Schelfeis ab (HERROD 1986; ROBIN et al. 1983).

Der Kontinentalhang des Weddellmeeres ist im Osten deutlich steiler (ca. 9°) als im Süden und Westen ($< 3^\circ$; JOHNSON et al. 1981; Abb. 1). In den Hang sind mehrere Rinnen eingeschnitten, die sich nach Norden bzw. Nordosten bis in die Tiefsee verfolgen lassen (ANDERSON et al. 1986; KUHN 1989). Die Tiefsee weist ein recht ebenes Relief und Wassertiefen von 4000 bis 5000 m auf.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Schelf und Kontinentalhang des südöstlichen Weddellmeeres zwischen 30° und 40° W sowie $73^\circ 00'$ und $75^\circ 30'$ S (Abb. 1 und 2). Der Schelfrand zeigt an der Schwelle, welche die Filchner-Rinne zum Hang begrenzt (Abb. 1), einen seewärts konvexen Verlauf (Abb. 2). Dort weist er mit mehr als 600 m die größten Wassertiefen auf. Weiter im Osten betragen die Wassertiefen am Schelfrand etwas weniger als 600 m, weiter im Westen, zwischen 35° und 38° W nur ca. 400 m.

Der obere Kontinentalhang bis ca. 2500 m Wassertiefe ist steiler (ca. $1,6^\circ$) als der untere Hang (ca. $0,7^\circ$). Senkrecht zum Hang verläuft zwischen ca. 37° W und 35° W eine markante, 200 bis 400 m hohe morphologische Stufe nach Nordosten (Abb. 2). Sie läßt sich außerhalb des Untersuchungsgebietes bis $72^\circ 15'$ S verfolgen (G. KUHN mdl. Mtlg. 1990). Westlich der Stufe ist der Hang in N-S streichende Rücken und Rinnen zerschnitten, die Tiefendifferenzen von 50 bis 200 m aufweisen. Östlich der Stufe tritt über weite Bereiche ein sehr ebenes Relief auf, das am oberen Hang nahe der Stufe leicht zergliedert ist. Am unteren östlichen Hang, bei ca. 31° W, deutet sich eine weitere Stufe an.

2.2. Hydrographie

Seit den Arbeiten von BRENNEKE (1921), MOSBY (1934) und DEACON (1937) wird das Weddellmeer als das wichtigste Quellgebiet für das Bodenwasser der Tiefseebecken des Weltozeans angesehen. Hier werden nach CARMACK (1977) ca. 70 %, nach FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) ca. 80 % des Bodenwassers gebildet. Die Hydrographie des Weddellmeeres hat somit eine große Bedeutung für die globale ozeanographische Zirkulation und damit auch für das Klimageschehen der Erde.

Die großräumige Zirkulation im Weddellmeer wird durch den Weddellwirbel bestimmt, der zwischen der Antarktischen Halbinsel und ca. $20 - 40^\circ$ E im Uhrzeigersinn strömt (Abb. 1) und alle Wasserschichten umfaßt (CARMACK & FOSTER 1975b 1977; DEACON 1979; GORDON et al. 1981). Die oberen ca. 200 m des Wasserkörpers werden aus Winter-Wasser aufgebaut (WW; Abb. 3), das im Sommer infolge der Meereisschmelze von einer dünnen, salzärmeren Oberflächenschicht überlagert wird (CARMACK & FOSTER 1975b). In Wassertiefen von ca. 200 m bis 1500 m befindet sich das Warme Tiefenwasser (WDW; FOSTER & CARMACK 1976; Abb. 3), welches

auch als Weddell-Tiefenwasser bezeichnet wird (u.a. FOLDVIK et al. 1985a). Es überlagert das Antarktische Bodenwasser (AABW), das im östlichen Weddellmeerbecken bis zum Meeresboden reicht. Im Südwesten, Westen und Norden wird das AABW von neu gebildetem, kälterem Weddellmeer-Bodenwasser unterlagert (WSBW; CARMACK & FOSTER 1975b; Abb. 1 und 3).

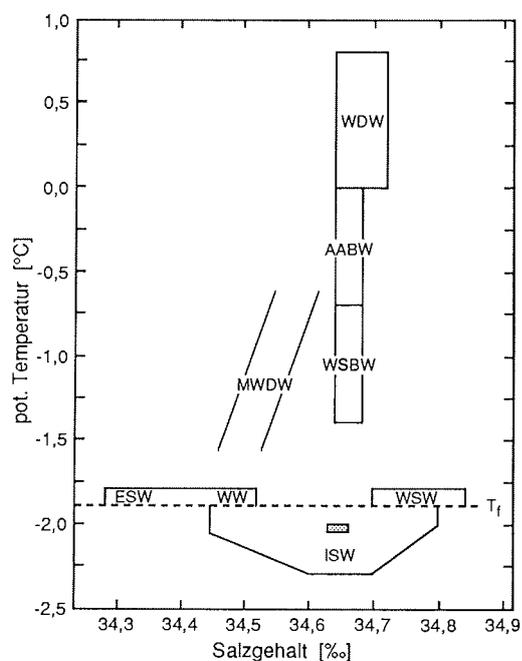


Abb. 3: Temperatur/Salzgehalts-Diagramm der Wassermassen im Weddellmeer. Die gestrichelte Linie (T_f) gibt den Gefrierpunkt für die Meeresoberfläche an. Das Rechteck im ISW-Feld charakterisiert das ISW am Schelfrand nördlich der Filchner-Rinne (nach FOLDVIK et al. 1985d).

- WDW = Warmes Tiefenwasser (Warm Deep Water)
- AABW = Antarktisches Bodenwasser (Antarctic Bottom Water)
- WSBW = Weddellmeer-Bodenwasser (Weddell Sea Bottom Water)
- MWDW = Modifiziertes Warmes Tiefenwasser (Modified Warm Deep Water)
- ESW = Östliches Schelfwasser (Eastern Shelf Water)
- WW = Winterwasser (Winter Water)
- WSW = Westliches Schelfwasser (Western Shelf Water)
- ISW = Eisschelfwasser (Ice Shelf Water)

Neben dem Bodenwasser kann eventuell kaltes, salzarmes Tiefenwasser die Bodenschichten der angrenzenden Tiefseebecken speisen. Es wird im nordöstlichen Weddellmeer durch tiefreichende Konvektion gebildet, die mit den besonderen hydrographischen und topographischen Verhältnissen der Maudkuppe (Abb. 1) in Verbindung gesehen wird (GORDON 1978, 1982; KILLWORTH 1979; GORDON & HUBER 1984; FOLDVIK et al. 1985a). Die Wege der Bodenwassermassen nach Norden sind noch unzureichend bekannt. Während Teile des AABW und des durch Konvektion entstandenen Tiefenwassers möglicherweise über Schwellen im Süd-Scotia-Rücken (Abb. 1) den Weddellwirbel verlassen können (REID et al. 1977; GORDON 1978), ermöglicht die Tiefenlage des neu gebildeten, sehr dichten WSBW vermutlich erst den Ausstrom über den mehr als 5000 m tiefen Süd-Sandwich-Graben (CARMACK 1977; FOSTER & MIDDLETON 1979; GEORGI 1981; Abb. 1).

Bereits BRENNECKE (1921) nahm an, daß an der Neubildung des Bodenwassers im Weddellmeer eine sehr dichte Wassermasse beteiligt ist, die auf dem südlichen Schelf entsteht. Heute werden zwei Prozesse zur WSBW-Bildung diskutiert, bei denen entweder das salzreiche Westliche Schelfwasser (WSW; Abb. 3) oder das sehr kalte Eisschelfwasser (ISW; Abb. 3) die dazu benötigte dichte Wassermasse darstellt.

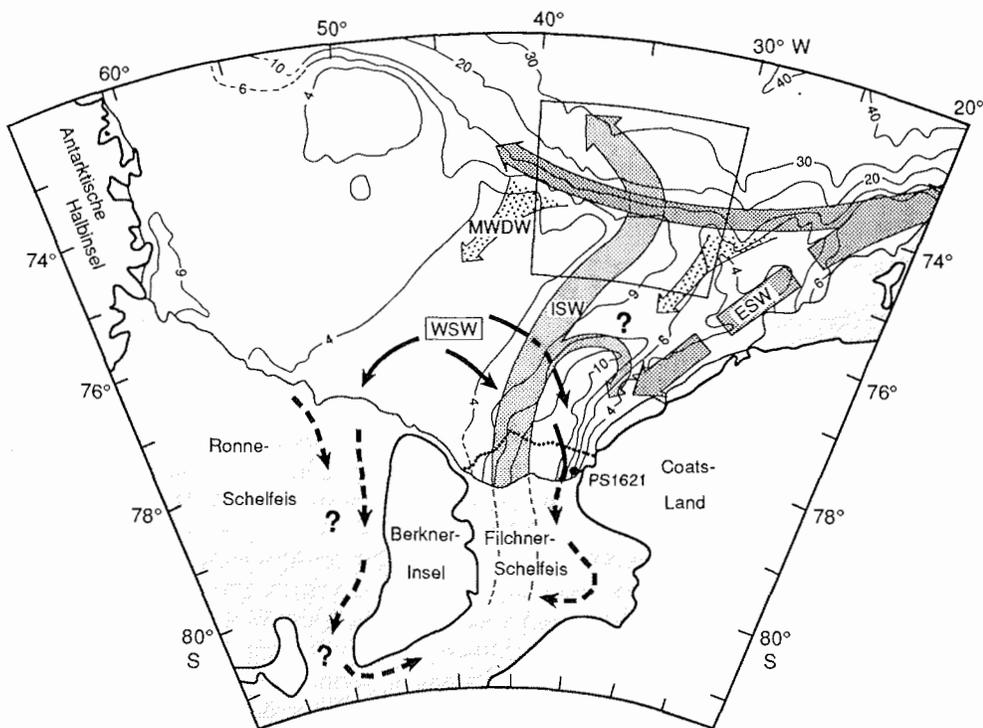


Abb. 4: Schematische Darstellung der Wasserbewegungen auf dem Schelf des südöstlichen Weddellmeeres (Abkürzungen siehe Abb. 3; Tiefenlinien in Meter x 100). Der umrandete Kasten markiert das Untersuchungsgebiet, die gepunktete Linie zeigt den Verlauf der Schelfeiskante bis zu einem großen Kalbungsereignis im Südwinter 1986. Von der Station PS1621 konnten Karbonatschalen datiert werden.

Das WSW entsteht auf dem flachen Schelf nördlich der Berkner-Insel (Abb. 4), wo besonders im Winter Meereisbildung zu einer Salzanreicherung im Schelfwasser führt (MOSBY 1934; FOSTER 1972). Dieser Prozeß wird durch vorherrschende katabatische Winde (GILL 1973) und starke Tidenströme (GAMMELSRØD & SLOTSVIK 1981) begünstigt, die fortwährend offene Wasserflächen (Polynyas) schaffen, auf denen sich neues Meereis bilden kann. Es wird angenommen, daß das WSBW westlich ca. 30° - 40° W am Schelfrand entsteht, indem sich das WSW mit dem aus WW und WDW entstandenen Modifizierten Warmen Tiefenwasser (MWDW; Abb. 3) mischt (GILL 1973; DEACON 1974; CARMACK & FOSTER 1975b, 1977; FOSTER & CARMACK 1976; FOSTER et al. 1987). Dieser Prozeß wurde lange Zeit als einziger Bildungsmechanismus von WSBW angesehen.

Neuere Untersuchungen von FOLDVIK et al. (1985d) konnten einen weiteren, möglicherweise dominierenden, Prozeß zur Bildung des WSBW nachweisen. Unter dem Filchner-Schelfeis entsteht durch Wechselwirkungsprozesse zwischen Ozean und Schelfeis das ISW, welches mit $\theta < -1,9$ °C Temperaturen aufweist, die unterhalb des Gefrierpunktes an der Meeresoberfläche liegen (CARMACK & FOSTER 1975a; Abb. 3). Der Schmelzwasseranteil glazialen Eises beträgt im ISW ca. 6 - 7 ‰

(SCHLOSSER et al. 1990). Das ISW strömt an der Westflanke der Filchner-Rinne in Wassertiefen von 300 - 800 m entlang der Tiefenlinien nach Norden (Abb. 4). Der überwiegende Teil fließt ganzjährig als Bodenstrom über die Schwelle nördlich der Filchner-Rinne in das Weddellmeerbecken (Abb. 5). Am Kontinentalhang führt die Mischung des ISW mit dem WDW zur Bildung des WSBW (FOLDVIK et al. 1985d). Die berechnete Produktionsrate von $4 - 5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (FOLDVIK et al. 1985b) deckt sich gut mit der abgeschätzten WSBW-Gesamtproduktion von $2 - 5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (CARMACK & FOSTER 1975b). Dieses deutet darauf hin, daß der beschriebene Prozeß einen dominierenden Anteil an der gesamten Bodenwasserneubildung hat.

Es ist noch unzureichend bekannt, welche Wassermassen unter das Schelfeis strömen und dort zu ISW modifiziert werden. Die Diskussion der komplexen Schelfhydrographie ist im folgenden zusammengefaßt (Abb. 4).

- Im östlichen Weddellmeer strömt als Teil des Weddellwirbels der kalte, salzarme Antarktische Küstenstrom entlang des Schelfrandes nach Südwesten (DEACON 1937; Abb. 4). Bei ca. 27° W teilt sich der Strom (GILL 1973; Abb. 4), der geringere Teil strömt weiter entlang der Schelfkante nach Westen, der größere Teil transportiert entlang des Ostrand der Filchner-Rinne Östliches Schelfwasser (ESW; Abb. 3 und 4) nach Süden (CARMACK & FOSTER 1975a, 1977). Der oberflächennahe Strom des ESW kann vermutlich, bedingt durch den Tiefgang des Filchner-Schelfeises von mehreren hundert Metern an der Eiskante (POZDEYEV & KURININ 1987), nicht unter das Eis gelangen, sondern wird nach Westen abgelenkt (FOLDVIK et al. 1985c; MELLES 1987). Damit dürfte das ESW keinen wesentlichen Einfluß auf die Bildung des ISW haben.
- Das aus Mischung zwischen dem WDW und dem überlagernden WW gebildete MWDW dringt bei ca. 30° W (FOSTER & CARMACK 1976) und 40° W (FOLDVIK et al. 1985d) auf den Schelf und strömt in 300 - 500 m Wassertiefe nach Südwesten (Abb. 4). Da der MWDW-Strom vermutlich nur episodisch erfolgt - er wurde 1979, jedoch weder 1969 noch 1980 am Filchner-Schelfeis nachgewiesen (FOLDVIK et al. 1985d) - dürfte auch das MWDW keinen wesentlichen Beitrag zur Bildung des ISW leisten.
- Ein Teil des nach Norden strömenden ISW wird nach CARMACK & FOSTER (1975b) entlang der Tiefenlinien umgelenkt und gelangt an der Ostflanke der Filchner-Rinne in geringeren Wassertiefen mit leicht erhöhten Temperaturen erneut unter das Filchner-Schelfeis (Abb. 4). Dies steht jedoch im Widerspruch zu Modellbetrachtungen von MACAYEAL (1985) und HELLMER & OLBERS (1989), die annehmen, daß auch das an der Ostflanke der Filchner-Rinne gemessene ISW nach Norden strömt.
- Als Hauptkomponente zur ISW-Bildung wird das sehr dichte WSW angesehen. Es strömt bodennah vom Berkner-Schelf in die Filchner-Rinne und an ihrer Ostflanke bis weit unter das Filchner-Schelfeis (CARMACK & FOSTER 1975a; FOLDVIK et al. 1985d; Abb. 4). Aus der Schelftopographie leiten FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) einen zusätzlichen Strom des WSW vom Berkner-Schelf unter das Ron-

ne-Schelfeis ab (Abb. 4). Danach gelangt das WSW südlich der Berkner-Insel in die Filchner-Rinne, wo es ebenfalls zu ISW modifiziert wird. Ihre Vermutung wird durch geophysikalische Daten von POZDEYEV & KURININ (1987) gestützt, die südlich der Berkner-Insel eine ca. 300 m mächtige Wassersäule ergeben. Modellrechnungen von H. HELLMER (mdl. Mtlg. 1990) zeigen ebenfalls die Möglichkeit eines südlichen Umströmens der Berkner-Insel.

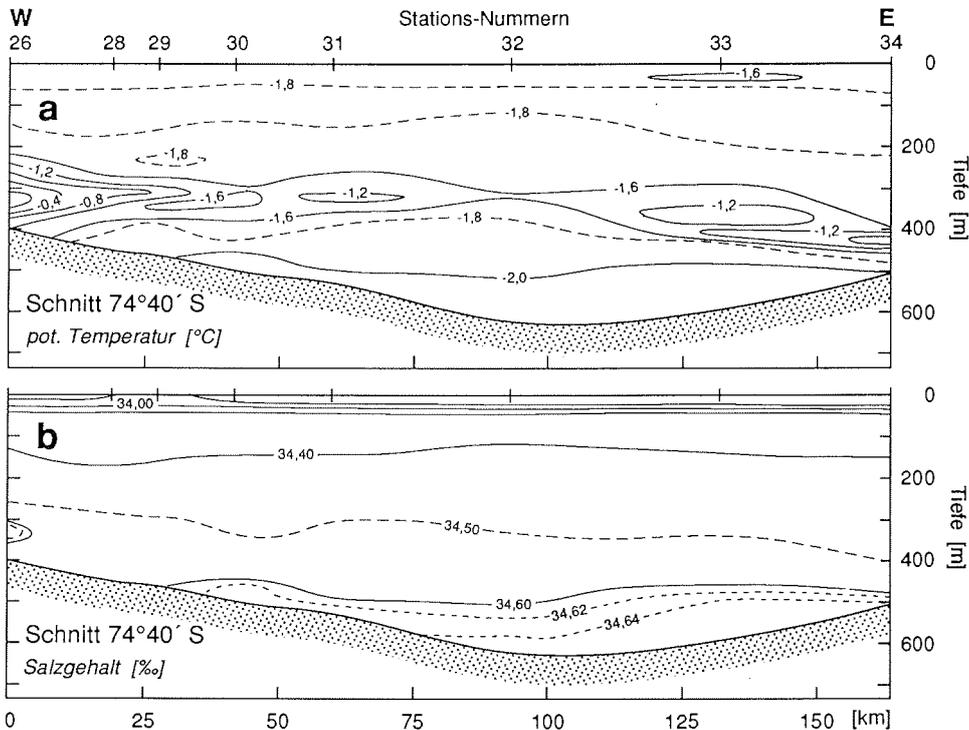


Abb. 5: Verteilung der Temperaturen (a) und Salzgehalte (b) in einem W-E-Schnitt bei ca. 74°40' S zwischen ca. 36° W und 30° W (nach FOLDVIK et al. 1985d). Das Eisschelfwasser (ISW; < -1,9 °C) strömt in einer ca. 150 km breiten, 150 - 250 m mächtigen Schicht bodennah über den Kontinentalrand in das Weddellmeerbecken.

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 4) befindet sich im Einflußbereich mehrerer Wassermassen. Ihre regionale Verteilung läßt sich aus den bisher gemessenen hydrographischen Daten nur ungenau angeben. Die dominierende Wassermasse ist das ISW. Es strömt bodennah über die Schwelle nördlich der Filchner-Rinne den Kontinentalhang hinab. An der Schwelle erfolgt der ISW-Strom ohne saisonale Schwankungen in einer ca. 150 km breiten, 150 - 250 m mächtigen Schicht (FOLDVIK et al. 1985b; Abb. 5). Am Hang fließt das ISW in mindestens drei separaten, mäandrierenden Strömen; der vermutete Hauptstrom läßt sich von ca. 33°30' W am Schelfrand bis ca. 35°50' W in 1800 m Wassertiefe verfolgen (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1985, 1988). Das ISW wird vermutlich am oberen Kontinentalhang an einer morphologischen Stufe nach Nordosten umgelenkt (FOLDVIK 1986). In 3500 m Wassertiefe ist an der Stufe der ISW-Strom noch mit ca. - 0,7° C dokumen-

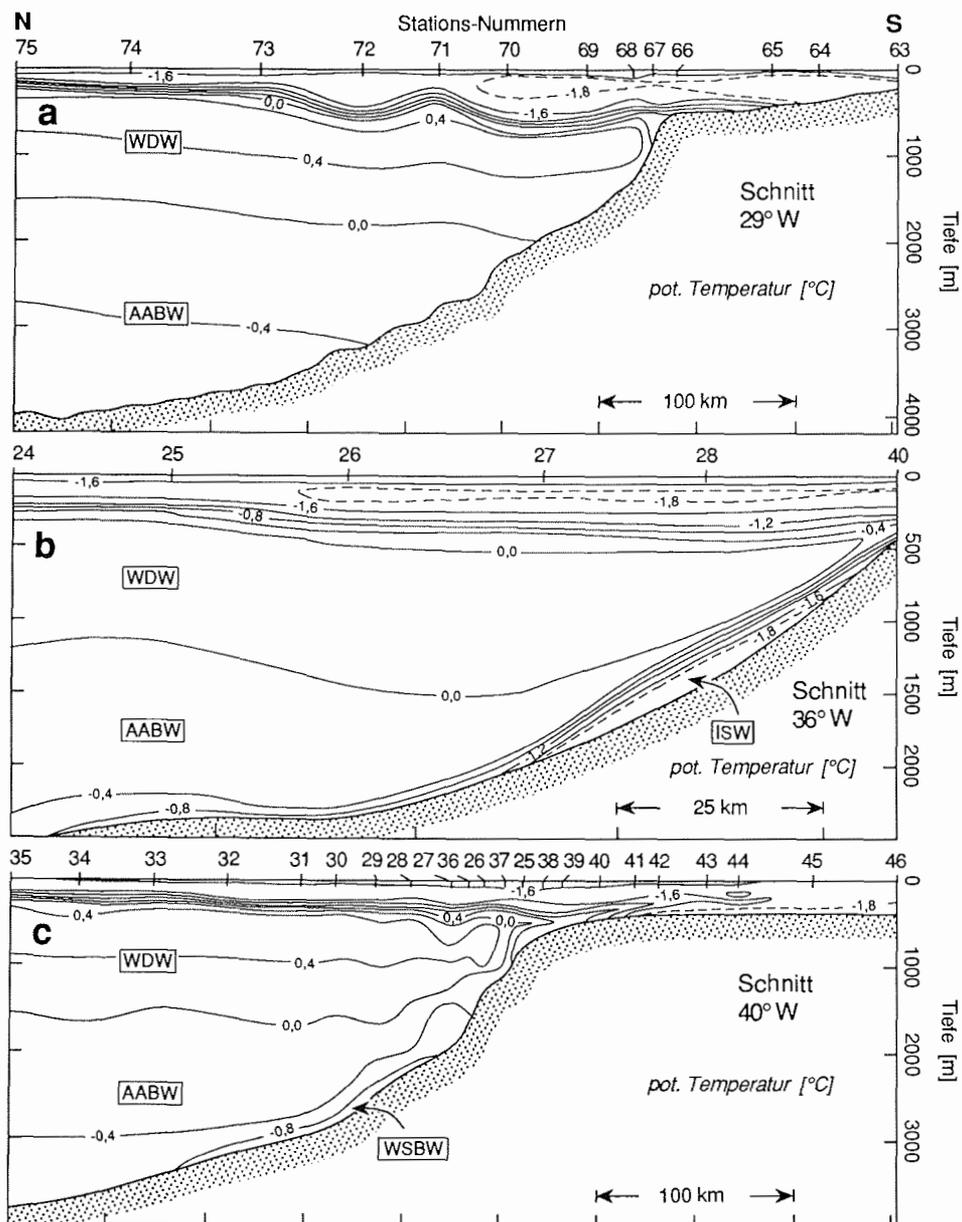


Abb. 6: Temperaturverteilungen in N-S-Schnitten über den Kontinentalrand zwischen 29° W und 40° W. Der Schnitt bei ca. 29° W (a) zeigt die für das östliche Weddellmeer typische Abfolge der Wassermassen. Mit dem Schnitt bei ca. 36° W (b) wurde der bodennahe Strom des sehr kalten Eisschelfwassers (ISW) am Kontinentalhang gemessen. In dem Schnitt bei ca. 40° W (c) tritt Bodenwasser mit den Charakteristika des neu gebildeten Weddellmeer Bodenwassers (WSBW) auf. Schnitte (a) und (c) nach FOSTER & CARMACK (1976), Schnitt (b) vereinfacht nach FOLDVIK et al. (1985d).

tiert (BAYER et al. 1990). Im Untersuchungsgebiet verankerte Strömungsmesser erbrachten mittlere Geschwindigkeiten des ISW von > 50 cm/s, mit Maxima von > 100 cm/s; der Verlust von drei Verankerungen läßt sich möglicherweise auf extrem hohe Geschwindigkeiten bis > 150 cm/s zurückführen (FOLDVIK 1986).

Die Zirkulation der anderen Wassermassen ist im wesentlichen an den Weddellwirbel gebunden und erfolgt daher im Untersuchungsgebiet von Ost nach West. Bodennahe Strömungsmessungen am Schelfrand bei ca. 40° W deuten darauf hin, daß sich der Antarktische Küstenstrom mit mittleren Geschwindigkeiten von 6 bis 7 cm/s entlang der Tiefenlinien nach Westen bewegt (FOLDVIK et al. 1985e). Er setzt sich im Untersuchungsgebiet aus MWDW (ca. 200 - 400 m) und dem überlagernden ESW (< 200 m Wassertiefe) zusammen (Abb. 3 und 5). Die wenigen Messungen in den tieferen Wasserschichten des Weddellwirbels ergaben jeweils Werte von weniger als 6 cm/s (CARMACK & FOSTER 1975b; FOSTER & MIDDLETON 1979).

Während in einem Nord-Süd-Schnitt bei ca. 29° W die für das östliche Weddellmeer typische vertikale Abfolge der Wassermassen erkennbar ist (Abb. 6a), tritt in einem bei ca. 40° W gelegenen am Boden neu gebildetes WSBW auf (Abb. 6c). Ein dazwischen liegender Schnitt, bei ca. 36° W, zeigt am Kontinentalhang den bodennahen Strom des ISW (Abb. 6b).

2.3. Glaziologie

Im Südwinter, in den Monaten Juni bis November, ist fast das gesamte Weddellmeer zu mehr als 80 % von Meereis bedeckt (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985). Die Eisbedeckung nimmt dann rasch ab, bis Mitte Februar das Minimum erreicht wird. In weiten Bereichen des westlichen Weddellmeeres beträgt die Meereisbedeckung dann weiterhin mehr als 80 %, im südöstlichen Weddellmeer erstreckt sich jedoch eine Polynya entlang den Schelfeiskanten (Abb. 1). Sie ist vor dem Filchner-Ronne-Schelfeis ca. 50 km, westlich des Coats-Landes ca. 200 km breit (ZWALLY et al. 1985). Das Untersuchungsgebiet weist von Mitte April bis Ende Dezember eine Eisbedeckung von mehr als 80 % auf. Die Eisbedeckung nimmt im Südsommer von Nordosten nach Südwesten deutlich zu. Sie beträgt auch während des Minimums in der Eisbedeckung, Mitte Februar, im Westen des Untersuchungsgebietes noch mehr als 50 % (Abb. 1).

Das Weddellmeer wird im Süden durch das ca. 500 km breite Filchner-Ronne-Schelfeis begrenzt. Westlich der Berkner-Insel münden überwiegend Eisströme aus der Westantarktis, östlich der Berkner-Insel aus dem Transantarktischen Gebirge in das Schelfeis (DREWRY 1983; SWITHINBANK et al. 1987; Abb. 7). Die < 200 km breiten Schelfeise und die teilweise direkt in das Meer fließenden Gebirgsgletscher des östlichen Weddellmeeres werden im südlichen Bereich ebenfalls von Eisströmen aus dem Transantarktischen Gebirge, weiter nördlich vom Ostantarktischen Schild gespeist.

Von den Gletschern oder Schelfeisen kalbende Eisberge können Gesteinsschutt aus dem Einzugsgebiet der Eisströme transportieren. Die Drift der Eisberge wird durch

die Wind- und Wasserzirkulation bestimmt. Die Ostwindzone südlich ca. 70° S und der Weddellwirbel (Kap. 2.2.) bewirken ein generelles Driften der Eisberge nach Westen und Südwesten.

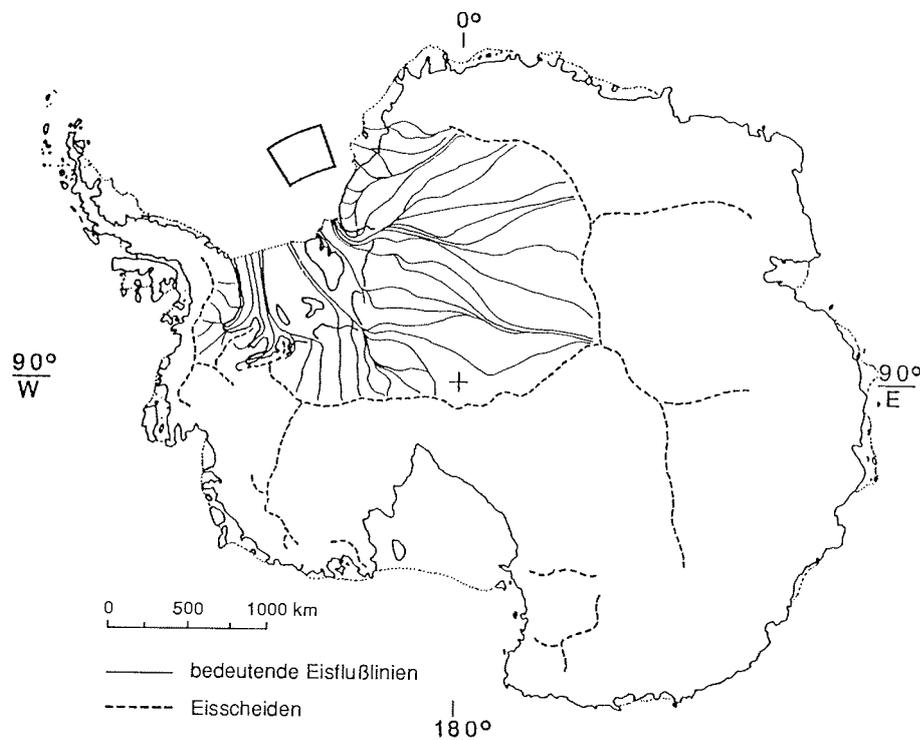


Abb. 7: Eisflußlinien im Einzugsbereich des südlichen und östlichen Weddellmeeres (nach DREWRY 1983); die Lage des Untersuchungsgebietes ist mit dem umrandeten Feld markiert.

2.4. Geologischer Überblick

Mit dem Zerbrechen des Großkontinentes Gondwana seit dem mittleren bis späten Jura ergab sich die gegenwärtige Gestalt des antarktischen Kontinentes (BERGH 1977; HINZ & KRAUSE 1982). Zwischen der Antarktischen Halbinsel und der Ostantarktis entwickelte sich bis in die Kreide das Weddellmeerbecken (LABRECQUE & BARKER 1981; HAUGLAND et al. 1985; Abb. 1).

Im Tertiär hatte die Antarktis ihre heutige Pollage erreicht. Im Weddellmeer führten in der frühen Vereisungsgeschichte Schmelzwasserströme zu einer Delta-Sedimentation. Dies zeigen nach Westen einfallende Reflektoren in seismischen Profilen vom östlichen Weddellmeerschelf (ROQUEPLO 1982; ELVERHØI & MAISEY 1983; HAUGLAND et al. 1985). Ein kontinentaler Eisschild entwickelte sich in der Ostant-

arkis vermutlich im frühen Oligozän, in der Westantarktis im späten Miozän oder frühen Pliozän (BARKER et al. 1988; SCHLICH et al. 1989; BARRON et al. 1989; EHRMANN im Druck).

Seit dem Oligozän/Miozän ist das Inlandeis wiederholt auf den Schelf des Weddellmeeres vorgedrungen (HAUGLAND et al. 1985). Dies führte auf dem südlichen Schelf durch eine tiefgreifende Erosion der Delta-Sedimente zur Ausbildung der Filchner-Rinne (ANDERSON et al. 1980a; ELVERHØI 1981). Ein Teil des erodierten Materials wurde zu einem 200 - 300 m mächtigen Sedimentpaket an der Schelfkante aufgeschüttet, das die Filchner-Rinne als Schwelle zum Weddellmeerbecken begrenzt (JOHNSON et al. 1981; ELVERHØI & MAISEY 1983). Der überwiegende Teil des erodierten Materials wurde jedoch vermutlich dem Kontinentalhang zugeführt und bewirkte dadurch eine allmähliche Verbreiterung des Schelfes. Seit dem frühen Oligozän hat sich auf diese Weise die Schelfkante um ca. 110 km nach Norden verlagert (KUVAAS & KRISTOFFERSEN im Druck).

Während des letzten antarktischen Vereisungsmaximums vor ca. 18.000 Jahren (HUGHES 1975; DREWRY & ROBIN 1983) waren die kontinentalen Eismassen in vielen antarktischen Schelfgebieten bis zum Schelfrand vorgerückt und hatten auf dem Meeresboden aufgelegt (KELLOGG et al. 1979; ANDERSON et al. 1980a; ELVERHØI 1981; STUIVER et al. 1981, DOMACK 1982; DREWRY & ROBIN 1983). In der zentralen Filchner-Rinne (Abb. 1) wurden aus dem aufliegenden Eis < 15 m glaziale Sedimente abgelagert (ELVERHØI & MAISEY 1983). Am Schelfrand nördlich der Filchner-Rinne, im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, wurden stark kompaktierte glazialmarine Sedimente auf ca. 31.000 J.v.h. datiert und als Ablagerungen vor dem letzten Eisvorstoß bis zum Schelfrand gedeutet (ELVERHØI 1981).

Von den antarktischen Kontinentalrändern werden überwiegend Sedimente beschrieben, die einen hohen Anteil terrigener Komponenten aufweisen (u.a. ANDERSON et al. 1979; ELVERHØI 1984; FÜTTERER et al. 1988). Die geringen Biogehalte der Sedimente sind eine Folge der Meereisbedeckung, die durch den reduzierten Lichteinfall in das Oberflächenwasser den entscheidenden limitierenden Faktor für die biogene Produktion im nährstoffreichen antarktischen Wasser darstellt (EL-SAYED 1971; LISITZIN 1972). Da die Eisbedeckung in den meisten Seegebieten nur für wenige Wochen oder Monate im Jahr aufbricht, ist die Planktonproduktion, die über die Nahrungskette auch die Benthosproduktion steuert, auf einen kurzen Zeitraum beschränkt (JACQUES 1982).

Die Genese der Sedimente wird u.a. von der glazialen Sedimentzufuhr gesteuert. Die kontinentalen Eismassen der Antarktis erodieren an der Oberfläche anstehendes Gesteinsmaterial und transportieren es zu den Kontinentalrändern. Der Gesteinsschutt wird im wesentlichen in den basalen Zonen der Inlandeisströme transportiert. GOW et al. (1968) beschrieben eine 5 m mächtige basale Schuttzone in einem Eiskern von der Byrd Station, ANDERSON et al. (1980b) beobachteten Eisberge mit bis zu 15 m mächtigen Schuttzonen. Intraglazialer Gesteinsschutt wurde in Scherzonen angereichert beobachtet, supraglazialer Gesteinsschutt kann in gebirgigen Regionen auftreten (ANDERSON et al. 1980b).

Das so transportierte Gesteinsmaterial sedimentiert als glazialer Diamiktit (Grundmoräne) unter dem aufliegenden Eis oder seawärts der Grundlinie, die den Übergang vom aufliegenden Inlandeis zum schwimmenden Schelfeis kennzeichnet. Bei einem Vorschreiten der Grundlinie können auch glazialmarine Sedimente in das Eis aufgenommen oder daran angefroren werden (DOMACK 1982; MELLES 1987). Bei breiten Schelfeisen, wie dem heutigen Filchner-Ronne-Schelfeis, wird davon ausgegangen, daß sie ihre basale Schuttfracht beim Erreichen der Kalbungslinie durch Abtauprozesse an der Unterseite des Eises größtenteils verloren haben (ROBIN 1979; ORHEIM & ELVERHØI 1981). Dagegen können Eisberge von schmalen Schelfeisen, Eiswällen oder direkt in das Meer mündenden Gebirgsgletschern noch basalen Gesteinsschutt enthalten (DREWRY & COOPER 1981; KELLOGG & KELLOGG 1988). Dieser kann durch Eisberge sehr weit transportiert werden, ehe er durch das Abtauen der Eisberge freigesetzt wird.

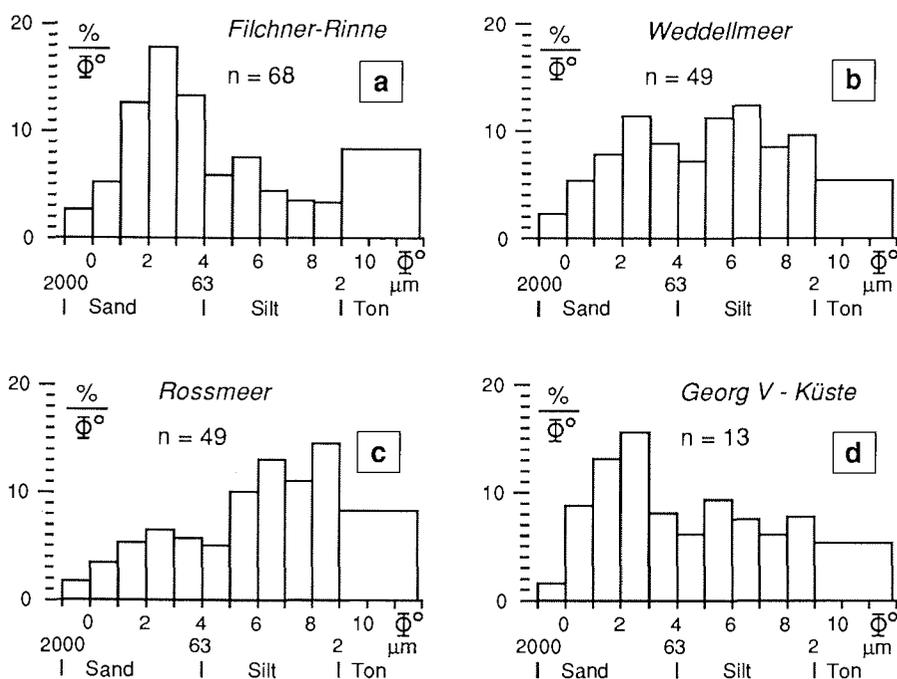


Abb. 8: Mittlere Korngrößenverteilungen (< 2000 μm; n = Probenzahl) von glazialen Diamiktiten aus unterschiedlichen Schelfgebieten der Antarktis. Die Diamiktite, und damit vermutlich auch die Eisfrachtssedimente aus diesen Schelfbereichen, sind jeweils schlecht sortiert, weisen aber deutliche regionale Unterschiede auf. Daten von der Filchner-Rinne (a) nach MELLES (1987), vom Weddellmeerschelf gesamt (b), Rossmeerschelf (c) und Schelf der Georg V-Küste (d) nach ANDERSON et al. (1980a).

Direkte Beprobungen des Eisfrachtssedimentes (IRD = "Ice Rafted Debris") aus Eisbergen wurden bisher selten durchgeführt. Sie zeigen, daß der IRD ein breites Korngrößenspektrum von Ton bis zu Kies umfaßt und bei Sandgehalten von meist 40 %

bis 60 % eine schlechte Sortierung aufweist (ANDERSON et al. 1980b). Indirekte Schlüsse auf die Korngrößenverteilung des IRD lassen sich aus den glazialen, von marinen Prozessen unbeeinflussten Diamiktiten ziehen, die während des letzten glazialen Maximums in weiten Schelfbereichen der Antarktis aus den aufliegenden Eismassen abgelagert wurden. Sie zeigen große regionale und z.T. auch lokale Unterschiede in den Korngrößenverteilungen (ANDERSON et al. 1980a; MELLES 1987; Abb. 8). Gemeinsam ist auch diesen Sedimenten eine schlechte Sortierung.

Nach der Freisetzung des IRD durch das Abtauen der Eisberge können marine Prozesse seine Zusammensetzung verändern (CHRISS & FRAKES 1972). Stärkere Wasserbewegungen können in der Wassersäule oder nach der Ablagerung eine Abreicherung der Feinfraktionen bewirken. Dagegen kann eine Abnahme der Strömungsintensität zu einer Akkumulation der Suspensionsfracht und damit zu einer Anreicherung mit Feinmaterial führen.

Das Meereis der Antarktis ist, anders als in der Arktis, weitgehend frei von einer terrigenen Sedimentfracht (PFIRMAN et al. 1990). Feinkörnige terrigene Komponenten, die z.T. in Meereiskernen beobachtet wurden, werden möglicherweise bei der Eisbildung von aus der Wassersäule aufsteigenden Eisplättchen aufgenommen und in das Meereis eingeschlossen (H. EIKEN mdl. Mtlg. 1990). Der Gehalt ist jedoch sehr gering und dürfte keinen wesentlichen Anteil an der gesamten Sedimentakkumulation haben. Gleiches gilt vermutlich für die Inkorporation von suspendierten Partikeln beim Anfrieren an der Unterseite von Schelfeisen. DIECKMANN et al. (1987) beschreiben lagig angeordnete terrigene Partikel in einem Eisberg und führen sie auf episodische Anfrierprozesse nahe der Grundlinie eines Schelfeises zurück.

Anders als in anderen Meeresgebieten hat in der Antarktis fluvialer Sedimenttransport durch das Fehlen von Flüssen einen vernachlässigbaren Anteil an der Akkumulation. Gleiches gilt für den äolischen Sedimenttransport, da die Antarktis zu ca. 97 % von Eis bedeckt und durch ein zirkumantarktisches Windsystem von den gemäßigten Breiten isoliert ist. Vernachlässigbar ist außerdem die Zufuhr von extraterrestrischen Partikeln (Tektite) und im südlichen Weddellmeer der Eintrag von vulkanischen Aschen.

Abgelagerte Sedimente können auf dem Kontinentalschelf durch Grundberührungen von Eisbergen oder Bewegungen der Inlandeismassen aufgearbeitet und umgelagert werden (KELLOGG & KELLOGG 1988; LIEN et al. 1989). Gravitativer Sedimenttransport durch Trübestrome (Turbidite), Rutschungen oder Gleitungen ist an den antarktischen Kontinentalhängen verbreitet (WRIGHT et al. 1979; WRIGHT & ANDERSON 1982). Dagegen haben windinduzierte Wellen, bedingt durch die große Tiefe der antarktischen Schelfe und die Meereisbedeckung, keinen Einfluß auf Sedimentumlagerungen.

3 Übersicht über Material und Methoden

Während der Antarktis-Expeditionen ANT-IV bis ANT-VIII (1985/86 bis 1989/90) mit FS "Polarstern" wurden im Untersuchungsgebiet Profilmfahrten durchgeführt und geologisches Probenmaterial gewonnen (Abb. 9). Die an dem Material angewendeten Untersuchungsmethoden sind detailliert im Anhang beschrieben (Kapitel 10); hier soll nur eine kurze Übersicht gegeben werden.

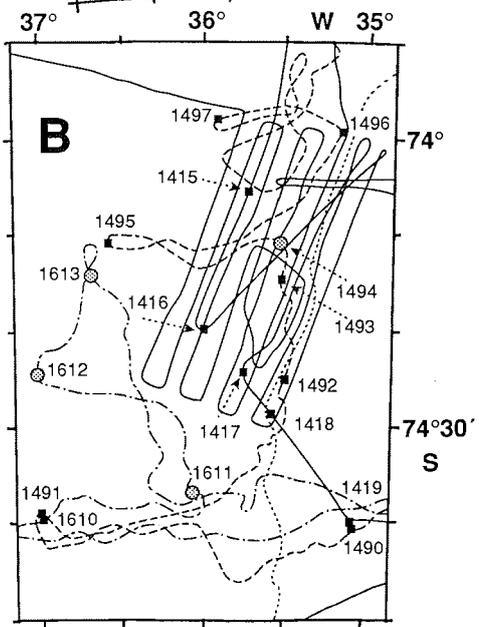
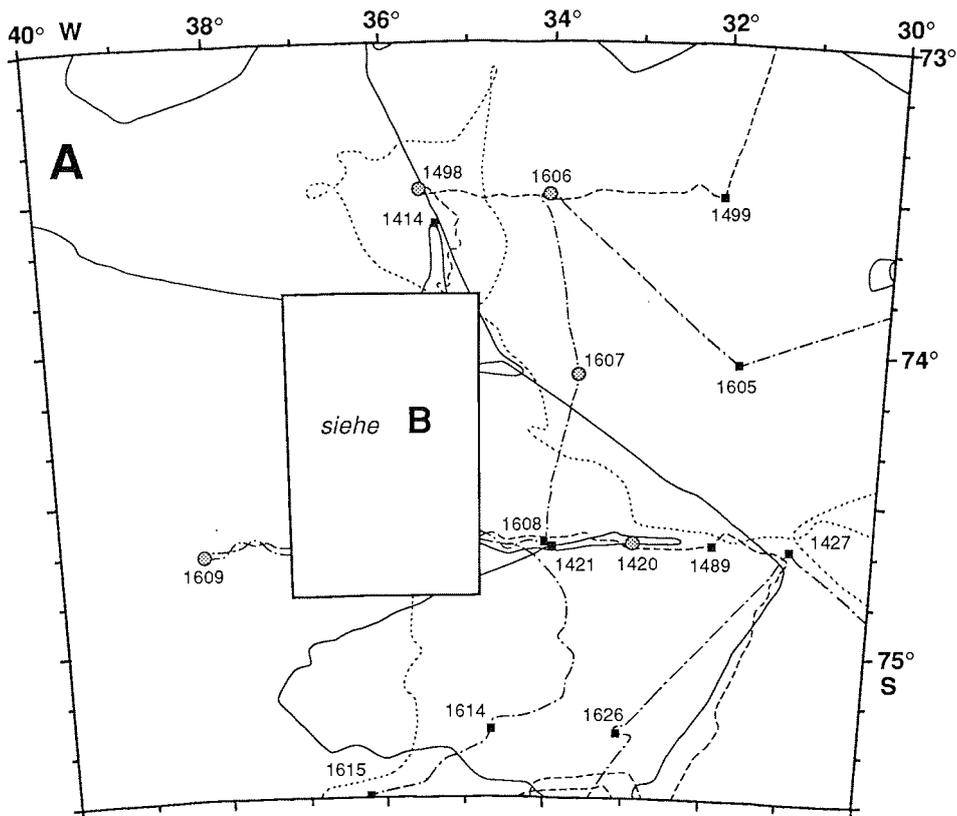
Aus den Echolotdaten der Fahrtabschnitte ANT-IV/3, ANT-V/4 und ANT-VI/3 wurde eine bathymetrische Karte des Untersuchungsgebietes konstruiert.

Während dieser Fahrtabschnitte wurde das 3,5 kHz-System, während des Fahrtabschnittes ANT-VIII/3 das PARASOUND-System, zur sedimentechographischen Aufzeichnung des Meeresbodens eingesetzt. Aus den Echogrammen wurden im Untersuchungsgebiet neun Sediment-Echotypen unterschieden und kartiert.

Auf 32 Stationen im Untersuchungsgebiet konnten mit Kastengreifern die obersten Sedimentschichten ungestört beprobt werden. An den Oberflächenproben wurden eine Komponentenanalyse der Grobfraction durchgeführt, die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an planktischen und z.T. auch an benthischen Foraminiferen gemessen sowie von einer Station Karbonatschalen mit der ^{14}C -Methode datiert (Abb. 10). Die Kies/ Sand/Silt/Ton-Verteilung, die Karbonat- und C_{org} -Gehalte sowie die Mineralverteilung in der Tonfraktion wurden von G. KUHN (AWI) bestimmt, die Ergebnisse für diese Arbeit freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

An neun Stationen (Abb. 2) wurden sowohl die ungestörten obersten Sedimentdezimeter der Kastengreiferproben als auch die mehrere Meter langen, z.T. an der Oberfläche gestörten Sedimente der Schwerelote umfassend bearbeitet. Nach den Beschreibungen, den Sedimentstrukturen und den Analyseergebnissen wurden die Kerne parallelisiert und zu einer vollständigen Sedimentabfolge zusammengefaßt.

An den Proben aus den Kernen wurden, wie bei den Oberflächenproben, die Mineralverteilung in der Tonfraktion, die Karbonat- und C_{org} -Gehalte sowie die Kies/ Sand/Silt/Ton-Verteilung bestimmt (Abb. 10). An dem Material von vier Stationen wurden die Korngrößenproben weiter unterteilt und aus der Korngrößenverteilung statistische Korngrößenparameter berechnet. Standardmäßig angefertigte Radiographien dienten der Identifizierung von Sedimentstrukturen. Außerdem wurde an ihnen der Kiesgehalt je Zentimeter Sedimenttiefe als Maß für den Eisfrachtanteil (IRD = "Ice Rafted Debris") ausgezählt. An sedimentphysikalischen Parametern wurden der Wassergehalt, die Porosität, die Trocken- sowie Feuchtraumdichte und die Volumenssuszeptibilität bestimmt. Die Analyse der Komponentenverteilung in der Grob- und Siltfraktion erfolgte in den Kernen semiquantitativ. Von allen Kernstationen wurden die Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen Foraminiferen, zusätzlich von den drei



- ANT-IV/3
- ANT-V/4
- · - · - · ANT-VI/3
- ANT-VIII/5

Abb. 9: Fahrtrouten und Proben-
nahmestationen der FS
"Polarstern"-Expeditionen
ANT-IV/3, ANT-V/4, ANT-
VI/3 und ANT-VIII/5 im
Untersuchungsgebiet. Die
Karte B stellt den in Karte
A umrandeten Ausschnitt
dar. Von den mit ■ mar-
kierten Stationen wurden
die Oberflächenproben,
von den mit ⊙ markierten
Stationen zusätzlich die
Sedimentkerne bearbeitet.

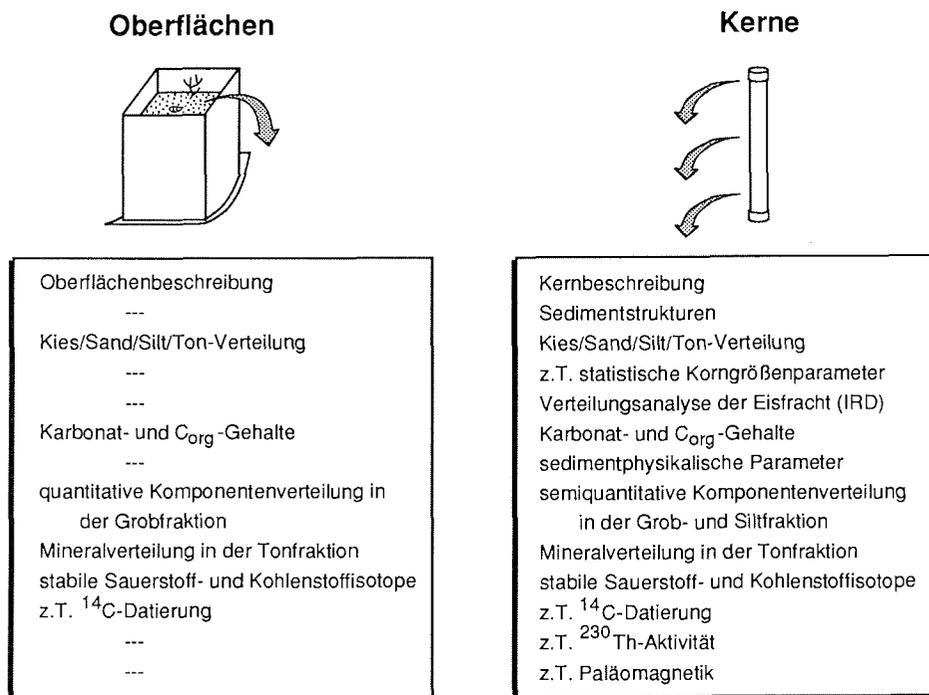


Abb. 10: Übersicht über die durchgeführten Analysen an den 32 ungestörten Oberflächenproben (links) und an den Proben aus den Sedimentkernen von 9 umfangreich bearbeiteten Stationen (rechts).

Stationen am Schelfrand in benthischen Foraminiferen, gemessen. Hohe Karbonatgehalte an zwei Stationen im Untersuchungsgebiet und an einer Station von dem südlich angrenzenden Schelf ermöglichten Datierungen mit der ¹⁴C-Methode, die in Heidelberg von B. KROMER durchgeführt wurden. An einer weiteren Station konnten an Kleinstmengen karbonatschaliger Foraminiferen weitere ¹⁴C-Alter mit der AMS-Methode ("Accelerator Mass Spectrometrie") in Zürich bestimmt werden (B. KROMER). An dem Kernmaterial von einer Station wurden zur Datierung die ²³⁰Th-Aktivität in Heidelberg (P. WALTER) und die Paläomagnetik in Bremen (V. SPIESS) gemessen .

Bei der Mineralanalyse in der Tonfraktion und der quantitativen Komponentenanalyse in der Grobfraktion wurden in der Literatur beschriebene Methoden modifiziert. Zum Vergleich und zur Abschätzung der Genauigkeit wurden Testmessungen durchgeführt. Die Bestimmung der Karbonat- und C_{org}-Gehalte sowie der Volumenszeptibilitäten erfolgte jeweils mit zwei verschiedenen Geräten. Mit Doppelmessungen an Probenserien wurden die Unterschiede in den Ergebnissen aufgezeigt. Die überwiegend laminierten Sedimente im Schwerelotkern PS1498-2 ermöglichten eine detaillierte Rekonstruktion des Kernverlustes durch unvollständiges Kernieren der Sedimentabfolge am Meeresboden.

4 Ergebnisse der Sedimentechographie

Die Klassifizierung und Kartierung der Sediment-Echotypen basiert auf 3,5 kHz-Echogrammen von den Fahrtabschnitten ANT-IV/3, ANT-V/4 und ANT-VI/3 sowie auf PARASOUND-Echogrammen von ANT-VIII/5 (Abb. 9).

4.1. Klassifizierung von Sediment-Echotypen

Es lassen sich im Untersuchungsgebiet neun Sediment-Echotypen unterscheiden (Abb. 11 und 12), die sich mit beiden Systemen identifizieren lassen. In Zusammenarbeit mit G. KUHN und M. WEBER (AWI) wurde eine Nomenklatur erarbeitet, bei der die Echotypen mit rein deskriptiven Namen bzw. Abkürzungen in englischer Sprache bezeichnet werden. Damit wird bereits durch den Namen eine Information über die charakteristischen Merkmale eines Echotyps vermittelt. Außerdem ist die Nomenklatur unabhängig von der Genese der Echotypen und ermöglicht gegebenenfalls eine Einpassung weiterer Echotypen aus anderen Arbeitsgebieten.

Der Sediment-Echotyp L ("multi-Layer"; Abb. 11a) ist durch mehrere, zur Sedimentoberfläche parallele Reflektoren unterschiedlicher Stärke gekennzeichnet. Die Eindringtiefe der Schallwellen beträgt 20 bis 70 m. Die Reflektoren lassen sich über mehrere 10er Kilometer lateral verfolgen.

Mit L/P ("multi-Layer/Prolonged"; Abb. 11b) ist ein Sediment-Echotyp bezeichnet, der wie der Echotyp L aus mehreren, zur Sedimentoberfläche parallelen Reflektoren aufgebaut ist. In ca. 15 m Sedimenttiefe wird jedoch die Abfolge nach unten durch einen schallharten, durchhaltenden Reflektor begrenzt, der keine tiefere Eindringung der Schallwellen erlaubt. Er verläuft ebenfalls parallel zur Oberfläche.

Auch der Sediment-Echotyp L_{di} ("multi-Layer - discontinuous"; Abb. 12a-c) ist entsprechend dem Echotyp L aus mehreren, zur Sedimentoberfläche parallelen Reflektoren aufgebaut und weist Eindringtiefen von 20 bis 70 m auf. Die Reflektoren sind jedoch nicht kontinuierlich. Ihre laterale Ausdehnung beträgt nur wenige Kilometer, ehe sie, meist über die gesamte erfaßte Sedimentsequenz, unterbrochen und gegeneinander versetzt sind. Teilweise sind Diffraktionshyperbeln eingeschaltet.

Große, einander überlappende Diffraktionshyperbeln an der Sedimentoberfläche kennzeichnen den Sediment-Echotyp D ("Diffraction"; Abb. 12a-c). Sie weisen sehr variable Amplituden (25 - 130 m) und Wellenlängen (3 - 15 km) auf und enthalten teilweise interne Reflektoren. Diffraktionshyperbeln treten auch lokal in anderen Sediment-Echotypen auf. Sie unterscheiden sich vom Echotyp D durch das Fehlen von internen Reflektoren, sowie durch meist geringere Wellenlängen und Amplituden.

Der Sediment-Echotyp W ("Wedging subbottoms"; Abb. 11c) ist durch akustisch transparente, kissen- oder keilförmige Sedimente gekennzeichnet, die keine internen Strukturen aufweisen. Die Sedimente können als isolierte Körper einen durchgehenden, schallharten Reflektor überlagern. Häufig jedoch sind zwei oder

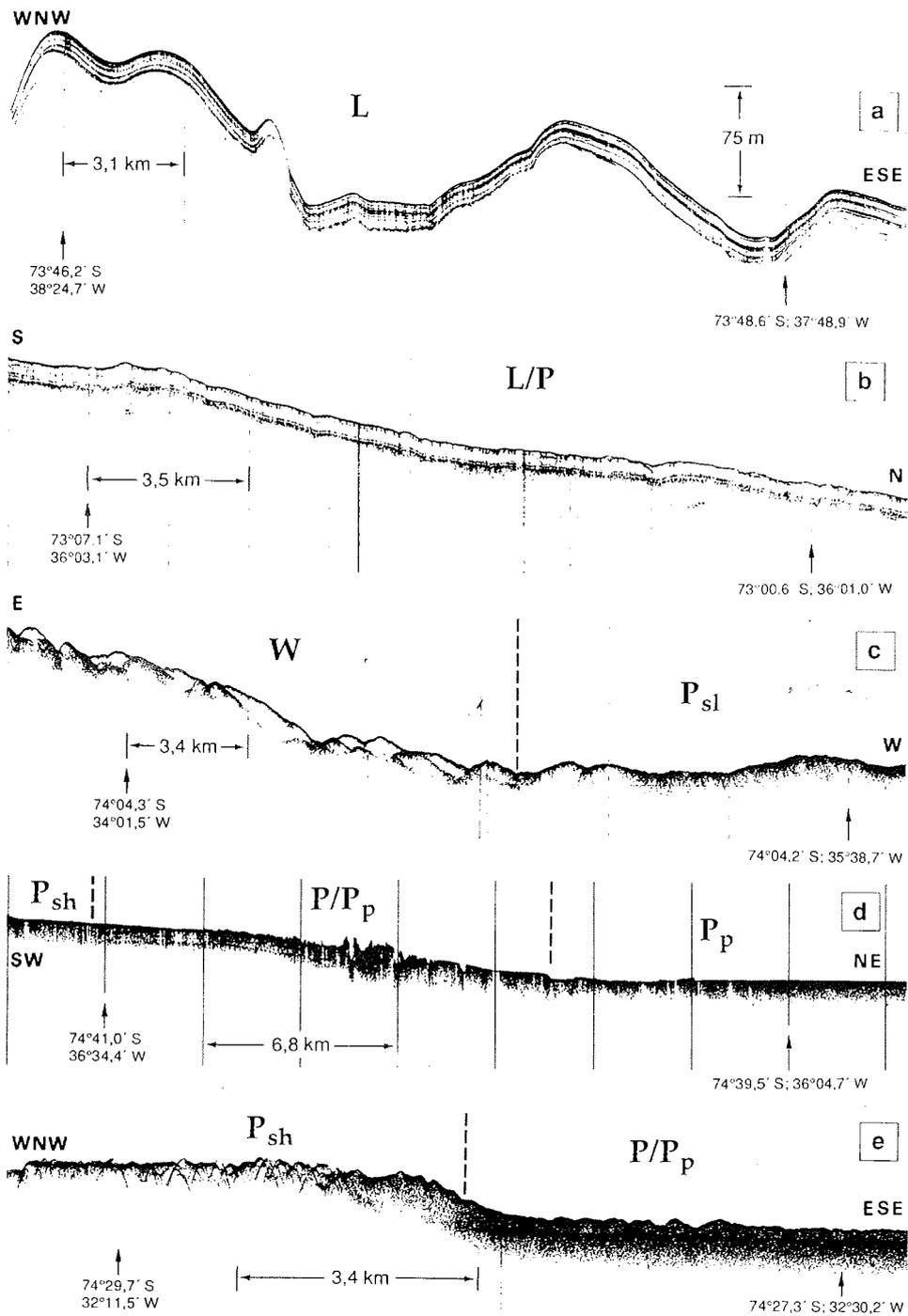


Abb. 11: Charakteristische 3,5 kHz-Echogramme von den Sediment-Echotypen L, L/P, W, P_{sl}, P_p, P/P_p und P_{sh}. Wassertiefen: a) 2030 - 2170 m; b) 3160 - 3250 m; c) 2110 - 2200 m; d) 375 - 420 m; e) 600 - 640 m.

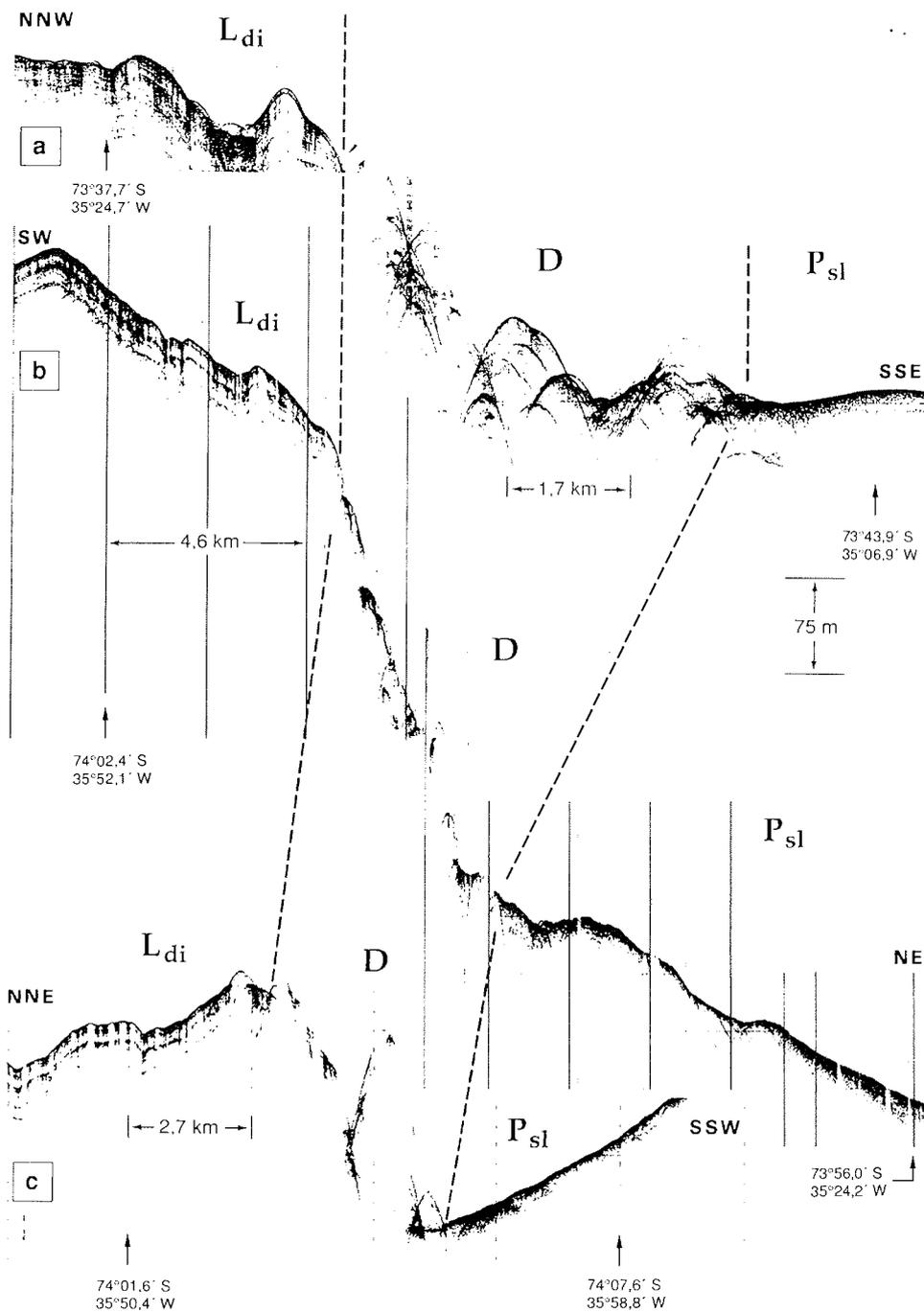


Abb. 12: 3,5 kHz-Echogramme von drei Profilen (a, b und c) über die 200 - 400 m hohe morphologische Stufe am Kontinentalhang mit den Sediment-Echotypen L_{di} , D und P_{sl} . Wassertiefen: a) 2550 - 2575 m; b) 1910 - 2470 m; c) 1950 - 2110 m.

drei Sedimentkörper diskordant übereinander angeordnet. Die laterale Ausdehnung einzelner Sedimentkörper beträgt selten mehr als 30 km, die maximale Höhe ca. 25 m. Innerhalb des Echotyps **W** tritt teilweise ein schallharter Reflektor an die Sedimentoberfläche, der keine Auflösung der tieferen Horizonte erlaubt. Dieser Echotyp P_{sl} (s.u.) innerhalb von **W** läßt sich aufgrund seiner geringen Häufigkeit und nur lokalen Verbreitung nicht gesondert kartieren. In den Echogrammen des Echotyps **W** läßt sich teilweise ein oberflächenparalleler Subreflektor in geringer (< 3 m) Sedimenttiefe erkennen. Da seine geringe Tiefe etwa an der visuellen Auflösungsgrenze in den Analogschrieben liegt (SOLHEIM & KRISTOFFERSEN 1985), können die Geräteeinstellung, der Seegang oder die Eisverhältnisse die Identifizierung eines solchen Reflektors verhindern. Daher ist auch das Auftreten dieses Reflektors nicht als isolierter Echotyp zu kartieren.

Der Sediment-Echotyp P_{sl} ("Prolonged-slope"; Abb. 11c, 12a-c) ist definitionsgemäß auf den Kontinentalhang beschränkt. Er weist ausschließlich einen schallharten, häufig sehr ebenen Reflektor an der Sedimentoberfläche auf, der eine tiefere Eindringung der Schallwellen in die unterlagernden Sedimente verhindert. Selten sind kleine Diffraktionshyperbeln oder Sedimente mit den Charakteristika des Echotyps **W** vertreten. Sie können durch ihr nur lokales Auftreten nicht gesondert kartiert werden. Ein oberflächenparalleler Subreflektor in geringer Sedimenttiefe (< 3 m) läßt sich bei dem Echotyp P_{sl} weit seltener beobachten als beim Echotyp **W**.

Von den drei Sediment-Echotypen, die sich auf dem Kontinentalschelf unterscheiden lassen, weist ausschließlich P_p ("Prolonged-plain"; Abb. 11d) einen sehr ebenen Oberflächenreflektor auf. Der Reflektor zeigt häufig ein ungewöhnlich breites Signal in den Analogschrieben. Er verhindert eine tiefere Eindringung der Schallwellen in die unterlagernden Sedimente. Teilweise wird der Reflektor punktuell von akustisch transparenten, weniger als 5 m mächtigen Sedimenten überlagert. Diffraktionshyperbeln treten nicht auf.

Bei dem Sediment-Echotyp P/P_p ("Prolonged/ Prolonged-plain"; Abb. 11d, e) überlagert ein starker, unebener Oberflächenreflektor einen sehr ebenen, durchgehenden Subreflektor in 5 bis 30 m Tiefe, der von den Schallwellen nicht durchdrungen wird. Sehr selten sind Zwischenreflektoren eingeschaltet. Der Oberflächenreflektor wird teilweise von Diffraktionshyperbeln unterbrochen. Die Echotypen P/P_p und P_p grenzen stets aneinander. Beim Übergang zwischen den Echotypen wird ersichtlich, daß der Oberflächenreflektor von P_p unter den Oberflächenreflektor von P/P_p abtaucht und dort den schallharten Basisreflektor darstellt.

Der Sediment-Echotyp P_{sh} ("Prolonged-shelf"; Abb. 11d, e) ist durch einen starken, unebenen Oberflächenreflektor gekennzeichnet, ohne Eindringung der Schallwellen in die unterlagernden Sedimente. Er unterscheidet sich von P_p durch ein kleinräumig unruhiges Relief und durch teilweise auftretende Diffraktionshyperbeln. Die Echotypen P_{sh} und P/P_p weisen einen vergleichbaren Oberflächenreflektor auf und grenzen stets aneinander. Im Übergang zwischen den Echotypen ist häufig ein Abtauchen des Subreflektors von P/P_p zu beobachten. Die Grenze markiert daher den Wechsel von einem sichtbaren, zu einem wahrscheinlich vorhandenen, je-

doch mit dem 3,5 kHz-System nicht mehr erreichbaren Subreflektor. Dies ist teilweise der Fall, wenn der Subreflektor in eine größere Tiefe abtaucht, teilweise aber auch, wenn der Oberflächenreflektor schallhärter ausgebildet ist oder gehäuft Diffraktionshyperbeln aufweist. Für die Echotypen P_{sh} und P/P_p kann daher eine entsprechende Sedimentgenese angenommen werden.

4.2. Kartierung und Interpretation der Sediment-Echotypen

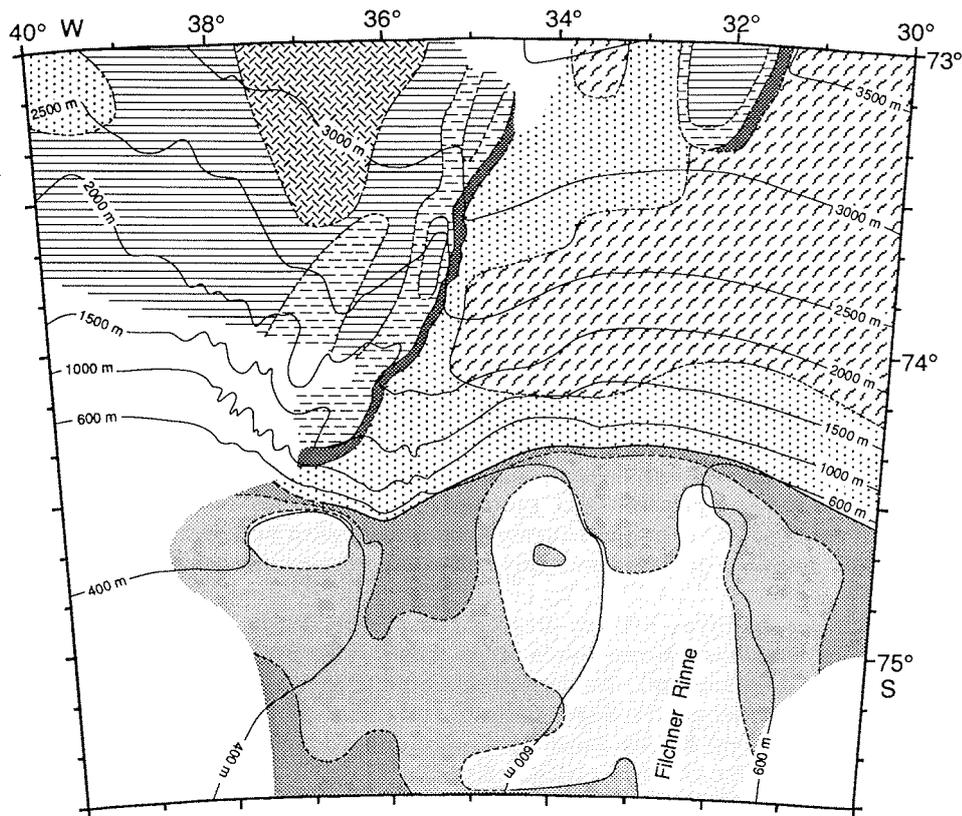
Die morphologische Stufe, die sich von ca. 37° W am oberen Kontinentalhang bis ca. $34^\circ 30'$ W am unteren Hang erstreckt, stellt eine markante Grenze zwischen den Echotypen dar (Abb. 13).

Westlich der Stufe sind mehrlagig aufgebaute Sedimentsequenzen der Echotypen L, L/P und L_{di} dominierend. Die parallele Anordnung der Schichten bei dem Echotyp L, meist über morphologische Unebenheiten hinweg, deutet auf eine hemipelagische, möglicherweise zyklische Sedimentation hin (KUHN 1988). Es lassen sich keine Anzeichen für Erosion oder gravitative Transportprozesse aus den Echogrammen ablesen. Die hohe Eindringtiefe der Schallwellen von 20 bis 70 m ist vermutlich auf feinkörnige Sedimente mit hohen Wassergehalten zurückzuführen.

Im Bereich des Echotyps L/P am unteren Hang (Abb. 13) ist möglicherweise ein großflächiger Erosionshorizont durch einen schallharten Basisreflektor in ca. 15 m Sedimenttiefe dokumentiert. Ein Erosionsereignis könnte zu grobkörnigen Relikt-sedimenten und/oder zur Freilegung älterer und daher stärker kompakter Sedimente geführt haben; beides kann die Eindringung der Schallwellen verhindern (DAMUTH 1975, 1978). Die sehr gleichmäßige Überlagerung durch parallel geschichtete, akustisch weiche Sedimente läßt sich entsprechend dem Echotyp L als hemipelagisch abgelagerte Sedimentsequenz deuten.

Der diskontinuierliche Verlauf der Reflektoren beim Echotyp L_{di} ist vermutlich auf postsedimentäre Abscherungen zusammenhängender Sedimentpakete und gravitative Gleitungen zurückzuführen, wodurch die ursprüngliche Schichtenfolge gestört wurde. Ähnliche Strukturen werden von SATTERFIELD & BEHRENS (1990) vom Kontinentalhang des nordwestlichen Golfs von Mexiko beschrieben und ebenfalls als Gleitungen gedeutet. Es kann daher für den Ablagerungszeitraum der bis zu 70 m mächtigen Sequenzen des Echotyps L_{di} eine dem Echotyp L entsprechende, vermutlich hemipelagische Sedimentation angenommen werden. Die Verbreitung von L_{di} insbesondere entlang der morphologischen Stufe (Abb. 13) läßt einen Zusammenhang zwischen den Abscherungen und einem steilen Relief vermuten. Die Subreflektoren des Echotyps L_{di} werden an der Stufe abgeschnitten und treten dadurch an die Oberfläche. Dies läßt sich entsprechend MELLES (1989), KUHN (1990) und FÜTTERER & MELLES (1990) als Folge einer lateral nach Westen fortschreitenden Erosion deuten.

Ein weiterer Hinweis darauf, daß es sich bei der morphologischen Stufe um eine Erosionsstruktur handelt, ist die Verbreitung des Echotyps D entlang der Stufe (Abb. 13). Die für ihn charakteristischen Diffraktionshyperbeln können durch



 <p>L ("multi-Layer") Mehrere parallele Reflektoren; Eindringtiefe 20-70 m (Abb. 11a)</p>	 <p>P_{sl} ("Prolonged-slope") Schallharter Reflektor an der Oberfläche am Hang; selten mit Diffraktionshyperbeln (Abb. 11c, 12a-c)</p>
 <p>L/P ("multi-Layer / Prolonged") Mehrere parallele Reflektoren über einem schallharten, ebenen Reflektor; Eindringtiefe ca. 15 m (Abb. 11b)</p>	 <p>P_p ("Prolonged-plain") Schallharter, sehr ebener Reflektor an der Oberfläche auf dem Schelf; selten mit punktueller Sedimentüberdeckung (Abb. 11d)</p>
 <p>L_{di} ("multi-Layer - discontinuous") Mehrere parallele Reflektoren; unterbrochen und gegeneinander versetzt (diskontinuierlich); Eindringtiefe 20-70 m (Abb. 12a-c)</p>	 <p>P/P_p ("Prolonged / Prolonged-plain") Unebener Reflektor, z.T. mit Diffraktionshyperbeln, über einem schallharten, sehr ebenen Reflektor in 5 - 30 m Sedimenttiefe (Abb. 11d, e)</p>
 <p>D ("Diffraction") Diffraktionshyperbeln, z.T. mit internen Reflektoren (Abb. 12a-c)</p>	 <p>P_{sh} ("Prolonged-shelf") Unebener Reflektor an der Oberfläche auf dem Schelf; z.T. mit Diffraktionshyperbeln (Abb. 11d, e)</p>
 <p>W ("Wedging subbottoms") Transparente, kissen- oder keilförmige Sedimente; z.T. über schallharten Reflektor, z.T. einander überlagernd (Abb. 11c)</p>	

Abb. 13: Kartierung der Sediment-Echotypen. Die Karte beruht auf Echogrammen (3,5 kHz- bzw. PARASOUND-System) der Expeditionen ANT-IV bis ANT-VIII (vgl. Abb. 9).

Überlagerung von Seitenechos entstehen, die von einem stark zergliederten Relief oder großen, oberflächennahen Gesteinsbrocken reflektiert werden (DAMUTH 1978; GROBE 1986; FÜTTERER & MELLES 1990). Stark strömende Wassermassen, wie das heute aktive Eisschelfwasser (ISW), oder gravitative Sedimentbewegungen, wie Trübestrome, Rutschungen oder Gleitungen, könnten unter Einfluß der Corioliskraft durch eine lateral nach Westen fortschreitende Erosion zu einem steilen Relief und zur Freilegung sehr grobklastischer Reliktsedimente geführt haben. Als Folge dieser Erosionsprozesse würden große Mengen feinkörnigen Materials in Suspension gelangen. Die Suspensionswolken könnten in geringeren Wassertiefen über die Erosionsstruktur gelangt sein und im Westen durch einen sehr hohen Eintrag feinkörniger Sedimente zur Entstehung der Echotypen L, L/P und L_{di} geführt haben. Die durch einen solchen Prozeß abgelagerten Sedimente werden allgemein als "Levee"-Sedimente beschrieben.

Die vorgestellte Interpretation der Echotypen L, L_{di} und D gilt in entsprechender Weise auch für deren Auftreten entlang und westlich der zweiten morphologischen Stufe, die bei ca. 32° W, $73^\circ 20'$ S einsetzt und ebenfalls nach Nordosten streicht (Abb. 13). Hier ist eine Kartierung allein aus den Echogrammen im Untersuchungsgebiet, mit denen die drei Echotypen jeweils nur einmal erfaßt wurden, nicht eindeutig (vgl. Abb. 9). Sie erfolgte aus Analogieschlüssen zur Haupterosionsstufe und mit Hilfe von Echogrammen nördlich des Untersuchungsgebietes.

Am Kontinentalhang östlich der Haupterosionsstufe tritt über weite Bereiche der Echotyp W auf (Abb. 13). Die meist hohe akustische Transparenz der für diesen Echotyp charakteristischen kissen- oder keilförmigen Sedimentkörper deutet auf hohe Wassergehalte der Sedimente hin. Die maximal 25 m mächtigen Körper werden entsprechend DAMUTH (1978) als Rutschmassen interpretiert. MAISEY (1979) beschreibt aus einem hochauflösenden seismischen Profil ("Sparker") diagonal zum Hang von ca. $75^\circ 25'$ S, 32° W bis ca. $73^\circ 55'$ S, 34° W Rutschmassen mit Mächtigkeiten von 50 bis 100 m. Die mitunter in den Echogrammen sichtbare, geringmächtige Sedimentüberdeckung belegt, daß die Rutschungen zumindest teilweise ein subrezentes Alter aufweisen. Die Verbreitung der Rutschmassen insbesondere am mittleren Hang deutet auf den oberen, steileren Hang als Hauptliefergebiet hin. Auslöser für die Rutschungen könnte neben tektonischer Aktivität ein stark erhöhter Sedimenteintrag am oberen Hang gewesen sein, wodurch möglicherweise die Scherfestigkeit der abgelagerten Sedimente überschritten wurde. Erhöhter Sedimenteintrag am Kontinentalhang des östlichen Weddellmeeres wird von GROBE (1986) und FÜTTERER et al. (1988) für den Übergang von Glazial- zu Interglazialzeiten angenommen.

Der Sediment-Echotyp P_{s1} tritt entlang der Haupterosionsstufe, am oberen Kontinentalhang und im äußersten Nordwesten des Untersuchungsgebietes auf (Abb. 13). Sein schallharter Oberflächenreflektor kann grobkörnige oder stark kompaktierte Sedimente nahe oder an der Sedimentoberfläche widerspiegeln (DAMUTH 1975, 1978; HAASE 1983). Die Verbreitung des Echotyps P_{s1} entlang der Haupterosionsstufe könnte ein weiterer Hinweis darauf sein, daß eine Wassermasse mit hohen Stromstärken, möglicherweise das heute aktive ISW, oder gravitativer Sedi-

menttransport entlang der Stufe geführt wird und diese lateral nach Westen fortschreitend erodiert. Beide Erosionsprozesse könnten, durch Abreicherung der Feinfraktionen bzw. als proximale Ablagerungen, in grobkörnigen Sedimenten resultieren. Sie könnten ebenfalls durch Erosion eine Freilegung älterer, und damit stärker kompaktierter Sedimente bewirkt haben. Das Fehlen des Echotyps P_{s1} östlich der zweiten Erosionsstufe am unteren östlichen Hang könnte ein Hinweis darauf sein, daß diese Prozesse in der jüngeren Vergangenheit dort nicht oder weit weniger stark aktiv waren.

Für das Auftreten des Echotyps P_{s1} am oberen Kontinentalhang läßt sich neben den zuvor vorgestellten Prozessen die sehr steile Morphologie als Erklärung heranziehen. Sie könnte zur Folge haben, daß sehr wenig Material akkumuliert, bzw., daß akkumuliertes Material instabil wird und durch gravitative Prozesse hangabwärts transportiert wird. Dadurch würden ältere, stärker kompaktierte Sedimente freigelegt. Hinweise auf gravitativen Sedimenttransport lassen sich aus der Verbreitung des Echotyps W ableiten (s.o.).

Auch bei dem Echotyp P_p , der auf den Schelf beschränkt ist (Abb. 13), könnten grobkörnige Reliktsedimente oder oberflächennah anstehende, stark kompaktierte Sedimente den schallharten Meeresboden verursachen. Ursachen für eine erhöhte Kompaktion könnten Erosion und damit Freilegung älterer Sedimente durch Wasserströmung sein, sowie Erosion und/oder Kompaktion durch Grundberührung von Eisbergen. Die große Verbreitung des Echotyps P_p und seine sehr ebene Morphologie deuten jedoch darauf hin, daß der schallharte Bodenreflektor eher die Folge einer Erosion und/oder Kompaktion durch aufliegende Inlandeismassen ist. Während des Vereisungsmaximums im Weichselglazial hatten vermutlich die Eismassen bis zum Schelfrand des südöstlichen Weddellmeeres auf dem Untergrund aufgelegt (ANDERSON et al. 1980a; ELVERHØI 1981). Hinweise auf Erosion durch Inlandeis liefern auch die Wassertiefen an der Schelfkante (Abb. 13). Sie sind unmittelbar nördlich der Filchner-Rinne mit mehr als 600 m deutlich tiefer als weiter im Osten (< 600 m) und im Westen (ca. 400 m). Die heute auftretende Bündelung der Eisflußlinien im Bereich der Filchner-Rinne (Abb. 7) läßt sich auch für Zeiten annehmen, in denen die Inlandeismassen bis zum Schelfrand vorgerückt waren (STUIVER et al. 1981). Dies hätte einen besonders hohen Durchfluß von Eis durch die Filchner-Rinne zur Folge. Das Eis könnte durch Erosion zum einen zur Entstehung der Filchner-Rinne, zum anderen, beim Überschreiten des Schelfrandes, zur Übertiefung der Schelfkante geführt haben.

Ein mögliches Alter des Reflektors P_p läßt sich aus der bisher einzigen ^{14}C -Datierung an Schelfsedimenten des südlichen Weddellmeeres ableiten. ELVERHØI (1981) bestimmte an Karbonatschalen aus 15 cm Sedimenttiefe vom Schelfrand ein ^{14}C -Alter von ca. 31.000 Jahren. Die Schalen stammen aus einem Diamiktit, dessen sehr starke Kompaktion von ELVERHØI (1981) als Folge eines aufliegenden Inlandeises im späten Weichselglazial gedeutet wird. Diese Station (74°22,57' S, 37°45,50' W) wurde mit den 3,5 kHz-Profilen nicht erreicht. Nur wenige Kilometer östlich ist jedoch der Echotyp P_p nachgewiesen; eine Extrapolation entlang des Schelfrandes läßt seine Verbreitung auch an der Station vermuten.

Für die Echotypen P/P_p und P_{sh} wird eine entsprechende Genese angenommen (Kap. 4.1.). Folgt man der Interpretation des Echotyps P_p , so könnten die Echotypen P/P_p und P_{sh} Sequenzen aus glazial erodierten und kompaktierten Sedimenten darstellen, die von bis zu mehr als 30 m mächtigen, syn- oder postglazialen Sedimenten überlagert werden. Ihre Ablagerung direkt aus dem auf dem Untergrund aufliegenden Eis erscheint unwahrscheinlich, da dies zu einer starken Kompaktion der Sedimente geführt haben müßte, die überlagernde Sequenz in den 3,5 kHz-Echogrammen jedoch zumindest beim Echotyp P/P_p akustisch transparent ist. Daher läßt sich eine Akkumulation unter dem schwimmenden Schelfeis und/oder nördlich der Schelfeiskante annehmen. ALLEY et al. (1989) gehen davon aus, daß allein durch den unmittelbar nach dem Aufschwimmen der Eismassen ausgeschmolzenen basalen Gesteinsschutt des Eises eine mehrere Meter mächtige Schicht abgelagert werden kann.

Die Echotypen P/P_p und P_{sh} haben ihre größte Verbreitung im Zentrum der Schwelle nördlich der Filchner-Rinne und an dem sehr flachen westlichen Schelfrand (Abb. 13). Eine große Akkumulation an der Schwelle läßt sich wiederum auf erhöhte Flußraten von Eis durch die Filchner-Rinne zurückführen, wodurch möglicherweise der im Eis transportierte Gesteinsschutt verstärkt zugeführt und abgelagert werden konnte. Die kleinräumig unruhige Morphologie im Bereich der Echotypen P/P_p und P_{sh} könnte auf die Grundberührung von Eisbergen zurückzuführen sein, die zur Ausbildung von Pflugmarken führt (LIEN et al. 1989).

5 Untersuchung der Sedimentoberflächen

Ausgangspunkt sowie Grundlage für die Untersuchung von Sedimentkernen, mit dem Ziel die Vergangenheit zu rekonstruieren, sind Kenntnisse des rezenten Ablagerungsmilieus. Anhand der in den Sedimentoberflächen gespeicherten Informationen lassen sich die Einflüsse der Morphologie, der Glaziologie und der Hydrographie auf die Sedimentgenese studieren und in Beziehung setzen.

5.1. Darstellung der Ergebnisse

Ein Großteil der Ergebnisse von den Oberflächensedimenten ist in Karten am Ende dieses Kapitels zusammenfassend dargestellt (Abb. 15 - 29; S. 33 - 40). Die Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die bestimmten Sedimentparameter mit ihren Schwankungsbreiten, Mittelwerten und der Analysenanzahl.

5.1.1. Beschreibung der Sedimentoberflächen

Die Sedimente im Untersuchungsgebiet bestehen überwiegend aus terrigenen Komponenten. Die Opalgehalte betragen generell nur wenige Prozente am Gesamtsediment. Die biogenen Karbonatgehalte jedoch können in Ausnahmefällen einen wesentlichen Anteil (bis 55 %) an der Sedimentzusammensetzung ausmachen (Tab. 1).

Tab. 1: Übersicht über die an den Oberflächensedimenten bestimmten Sedimentparameter mit ihren Schwankungsbreiten, Mittelwerten und der Analysenanzahl. Die Komponentenverteilung in der Grobfraction ist jeweils als prozentualer Anteil an der Grobfraction ("> 63 µm") und am Gesamtsediment ("gesamt") dargestellt.

Sedimentparameter	Schwankungsbreite		Mittelwert	Analysenanzahl
	Minimum	Maximum		
Kies [%]	0	25,2	6,2	32
Sand [%]	3,7	97,4	59,7	32
Silt [%]	0,2	68,6	22,0	32
Ton [%]	0,2	67,9	12,1	32
Karbonatgehalt [%]	0,12	55,31	4,94	31
C _{org} -Gehalt [%]	0,02	1,45	0,31	31
Gesteinsbruchstücke [%]				
> 63 µm	0,12	53,65	14,26	32
gesamt	0,04	38,29	9,63	32
Quarz [%]				
> 63 µm	8,68	85,24	64,38	32
gesamt	1,00	84,84	44,57	32
Glimmer [%]				
> 63 µm	0	0,54	0,10	32
gesamt	0	0,26	0,05	32
sonstige Minerale [%]				
> 63 µm	1,54	16,56	8,17	32
gesamt	0,21	12,24	5,41	32
agglutin. Foraminiferen [%]				
> 63 µm	0,04	28,48	3,35	32
gesamt	0,04	3,29	1,07	32
kalkige, benth. Foram. [%]				
> 63 µm	0	2,72	0,34	32
gesamt	0	2,48	0,24	32
planktische Foraminif. [%]				
> 63 µm	0	23,54	2,49	32
gesamt	0	5,57	1,34	32
Schwammnadeln [%]				
> 63 µm	0	5,85	0,72	32
gesamt	0	1,73	0,20	32
Radiolarien [%]				
> 63 µm	0	9,14	0,90	32
gesamt	0	0,82	0,18	32
Mollusken [%]				
> 63 µm	0	2,92	0,21	32
gesamt	0	2,22	0,13	32
Ostrakoden [%]				
> 63 µm	0	0,33	0,02	32
gesamt	0	0,12	0,01	32
Seepocken [%]				
> 63 µm	0	7,88	0,36	32
gesamt	0	7,71	0,35	32
Bryozoen [%]				
> 63 µm	0	48,34	2,72	32
gesamt	0	28,53	1,57	32
Seeigelstachel [%]				
> 63 µm	0	3,04	0,14	32
gesamt	0	2,62	0,11	32
sonstige biog. Kompon. [%]				
> 63 µm	0,10	24,94	1,90	32
gesamt	0,03	13,27	1,13	32
Smektit [%]	9,17	18,76	13,28	32
Illit [%]	52,98	76,40	59,18	32
Chlorit [%]	7,67	28,31	18,21	32
Kaolinit [%]	4,67	14,76	9,33	32
Smektit / MoS ₂	0,81	1,77	1,24	32
Illit / MoS ₂	3,56	8,38	5,64	32
Chlorit / MoS ₂	0,62	3,13	1,75	32
Kaolinit / MoS ₂	0,37	1,43	0,87	32
Talk / MoS ₂	0,01	0,70	0,13	32
Amphibol / MoS ₂	0,02	1,45	0,06	32
Quarz / MoS ₂	0,28	1,06	0,62	32
Feldspat / MoS ₂	0,61	2,70	1,34	32
Quarz / Feldspat	0,14	0,92	0,52	32
δ ¹⁸ O <i>N. pachyderma</i> [‰]	3,459	3,878	3,684	29
δ ¹³ C <i>N. pachyderma</i> [‰]	0,833	1,190	1,047	29
δ ¹⁸ O <i>C. bora</i> [‰]	3,829	3,986	3,878	4
δ ¹³ C <i>C. bora</i> [‰]	0,991	1,491	1,301	4

Die Sedimentoberflächen weisen mit olivgrau (5Y5/2 und 5Y4/2; MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954) sowie oliv (5Y5/3 und 5Y4/3) einheitlich relativ helle Sedimentfarben auf.

Es tritt eine große Artenvielfalt des Makrobenthos auf: Schwämme, Seesterne, Schlangensterne, Amphipoden, Seeigel, Schnecken, Muscheln, Brachiopoden, Bryozoen, Seepocken und große agglutinierende Foraminiferen. Auffällig ist die hohe Zahl karbonatschaliger Organismen zwischen ca. 600 m und 1200 m Wassertiefe.

Eine Besonderheit stellen die Seepocken dar, von denen im Untersuchungsgebiet ausschließlich die Art *Bathylasma corolliforme* (HOEK 1883; Abb. 14a) vertreten ist. Bisher wurde davon ausgegangen, daß *B. corolliforme* zirkumantarktisch heimisch ist, jedoch mit Ausnahme des Weddellmeeres (NEWMAN & ROSS 1971; VOSS 1988). Lebende Exemplare konnten am Schelfrand im Großkastengreifer (GKG) der Station PS1611 und von der biologischen Arbeitsgruppe des AWI mit einem Grundschleppnetz (Agassiz Trawl, AGT) nahe der Station PS1608 (Abb. 2) gewonnen werden (D. GERDES mdl. Mtlg. 1990). An den Stationen PS1417 und PS1492 vom oberen Kontinentalhang waren die Oberflächen der GKG pflasterartig mit Totschalen von *B. corolliforme* bedeckt. Lebende Exemplare wurden dort nicht festgestellt. Die Totschalen sind von einer Oxidschicht überzogen und weisen bis zu 8 cm Länge auf.

5.1.2. Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente weist im Untersuchungsgebiet häufig große lokale Unterschiede auf. Es lassen sich drei Zonen abgrenzen (Abb. 15).

Auf dem Kontinentalschelf sind überwiegend schlecht sortierte, sandig-siltige Sedimente verbreitet. Am Schelfrand und am oberen Kontinentalhang treten, vermutlich in zwei isolierten Bereichen, gut sortierte Sande und kiesige Sande auf. Hier liegen die Kieskörner meist frei von Feinmaterial offen auf der Sedimentoberfläche. Mit zunehmender Wassertiefe und in östlicher Richtung steigt der Feinkornanteil zu tonigen Silten und siltigen Tonen.

5.1.3. Karbonat- und C_{org}-Gehalt

Auf dem Kontinentalschelf weisen die Oberflächensedimente mit meist weniger als 1 % die geringsten Karbonatgehalte im Untersuchungsgebiet auf (Abb. 16). Am Schelfrand und oberen Kontinentalhang, zwischen ca. 600 m und 1200 m Wassertiefe, treten in einer eng begrenzten Zone sehr hohe Karbonatgehalte bis 55 % auf. Mit maximal 5 % sind in größeren Wassertiefen mittlere Karbonatgehalte vertreten.

Die C_{org}-Gehalte der Oberflächensedimente zeigen bei einem Maximum von 1,45 % eine schwache Tendenz zu höheren Werten am östlichen Kontinentalhang.

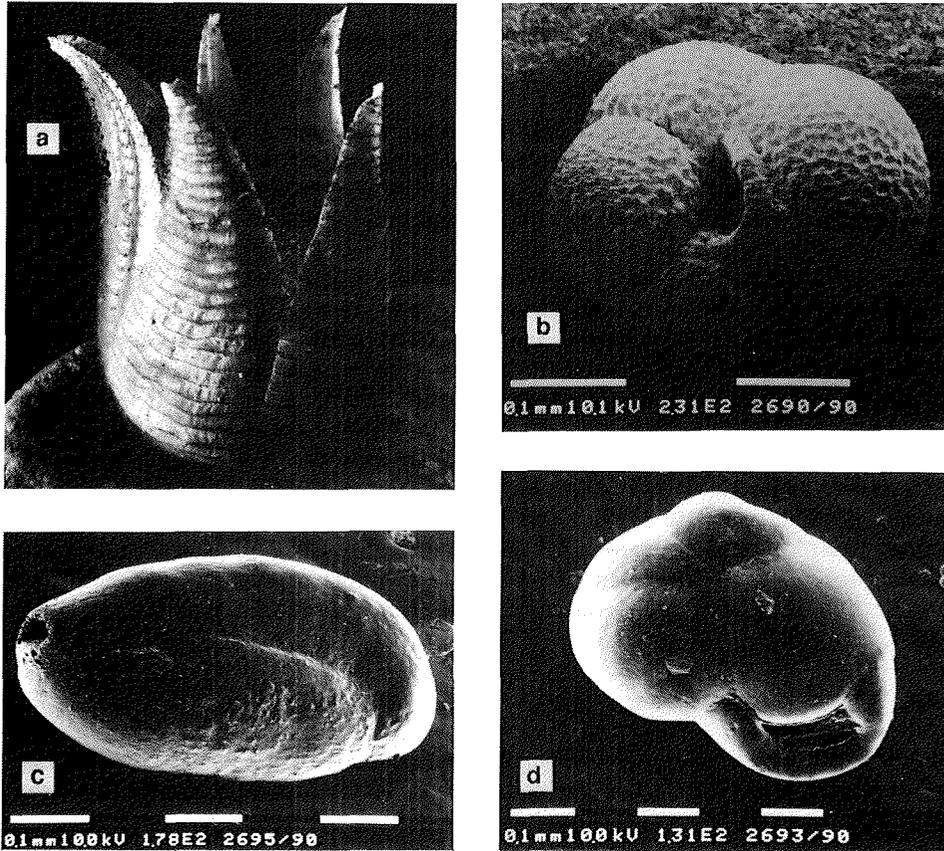


Abb. 14: a) Lebendes Exemplar der Seepockenart *Bathylasma corolliforme* (HOEK 1883); Bildbreite ca. 4 cm; Fotografie von M. KLAGES (AWI, unveröffentl.).
 b) Planktische Foraminifere der Art *Neogloboquadrina pachyderma* aus 2 cm Sedimenttiefe an der Station PS1606 (REM-Aufnahme).
 c) Agglutinierende Foraminifere der Art *Miliammina arenacea* aus 148 cm Sedimenttiefe an der Station PS1609 (REM-Aufnahme).
 d) Kalkige benthische Foraminifere der Art *Cassidulina bionia* aus 384 cm Sedimenttiefe an der Station PS1420 (REM-Aufnahme).

5.1.4. Komponentenverteilung in der Grobfraktion

Terrigene Komponenten

Die terrigenen Komponenten in der Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$), bezogen auf das Gesamtsediment, sind deutlich positiv mit den Grobfraktionsgehalten korreliert. Da sie damit im wesentlichen die Korngrößenverteilung der Oberflächenproben widerspiegeln, erscheint für die terrigenen Komponenten eine Darstellung als prozentuale Anteile an der Grobfraktion zweckmäßig.

Die Gesteinsbruchstücke, welche insbesondere in den Kiesfraktionen auftreten, zeigen die höchsten Gehalte an der Grobfraction in den Bereichen des Schelfrandes und oberen Kontinentalhangs, wo kiesige Sande verbreitet sind (Abb. 15). Hohe Gehalte treten außerdem am östlichen unteren Hang auf. Der Quarz hat seine maximale Verbreitung auf dem Schelf und im westlichen unteren Hangbereich. Die Glimmer, ebenso wie die sonstigen Minerale, weisen tendenziell Minima in den Bereichen auf, in denen gut sortierte Sande oder kiesige Sande verbreitet sind. Insgesamt weisen die terrigenen Komponenten auf dem Schelf und am westlichen mittleren Hang die höchsten Gehalte an den Grobfractionen auf (Abb. 17).

Biogene Komponenten

Im Gegensatz zu den terrigenen Komponenten haben die biogenen Komponenten die höchsten Gehalte an der Grobfraction am oberen Kontinentalhang und, etwas geringer, am östlichen unteren Hang. Mit bis zu 82 % können sie die terrigene Komponentenverteilung durch unterschiedliche Verdünnung beeinflussen.

Die Akkumulation planktischer Organismen ist nur indirekt abhängig von der Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente, z.B. durch Umlagerung als Folge starker Wasserbewegung. Die Produktion der benthischen Organismen kann zusätzlich vom Substrat abhängig sein. Da im Untersuchungsgebiet die Grobfractionen mit 4 % bis 100 % am Gesamtsediment sehr große Schwankungen aufweisen, sind für die Interpretation der biogenen Komponentenverteilung jeweils deren Gehalte bezogen auf das Gesamtsediment entscheidend.

Die karbonatischen biogenen Komponenten zeigen sehr ähnliche regionale Verteilungen, die sich im wesentlichen mit den Karbonatgehalten der Oberflächensedimente decken (Kap. 5.1.3.; Abb. 16). Die planktischen Foraminiferen, überwiegend die Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral (Abb. 14b), haben ihre größte Verbreitung mit bis zu 5,6 % am oberen Kontinentalhang (Abb. 18). Ein ähnliches Bild zeigen die kalkigen benthischen Foraminiferen mit Maximalgehalten von 2,5 % (Abb. 19). Die Bryozoen sind weitgehend auf eine schmale Zone am Schelfrand und oberen Kontinentalhang beschränkt; dort treten Gehalte bis zu 29 % am Gesamtsediment auf (Abb. 20). In dieser Zone, zwischen ca. 600 m und 1200 m Wassertiefe, haben auch die Seepocken (bis 7,7 %), Seeigelstachel (bis 2,6 %), Mollusken (bis 2,2 %) und Ostrakoden (bis 0,1 %) ihr Verbreitungsmaximum. Außerhalb der Zone, auf dem Schelf und am unteren Kontinentalhang, treten nur sehr geringe Gehalte dieser Komponenten auf; häufig fehlen sie vollständig.

Die übrigen biogenen Komponenten zeigen ein weniger klares Verteilungsmuster. Die agglutinierenden Foraminiferen haben die höchsten Gehalte mit > 1 % auf dem Schelf und am westlichen und östlichen mittleren Kontinentalhang. Entlang der Schelfkante, am unteren Hang und am mittleren Hang nahe der Erosionsstufe weisen sie Minima auf. Die Radiolarienverteilung zeigt bei insgesamt geringen Gehalten (< 1 %) tendenziell Minima in den Bereichen, wo die Oberflächensedimente aus gut sortierten Sanden und kiesigen Sanden zusammengesetzt sind (Abb. 21 und 15). Die Schwammnadeln weisen mit < 0,5 % auf dem Schelf geringe Gehalte

auf, am Kontinentalhang lassen stark schwankende Werte bis maximal 1,7 ‰ keine Tendenzen feststellen.

5.1.5. Mineralverteilung in der Tonfraktion

Die Mineralgehalte in der Tonfraktion ändern sich in den Oberflächensedimenten häufig graduell von SW nach NE. Dabei treten Häufigkeitsmaxima beim Illit (Abb. 22), Talk (Abb. 23), Amphibol (Abb. 24) und Feldspat (Abb. 25) am östlichen unteren Kontinentalhang auf. Der Kaolinit (Abb. 26), der Quarz (Abb. 27) und das Quarz/Feldspat-Verhältnis (Abb. 28) dagegen haben hohe Werte auf dem Schelf und am westlichen Kontinentalhang; mit den Maxima beim Kaolinit und Quarz in den Bereichen, wo gut sortierte Sande und kiesige Sande auftreten (Abb. 15).

Beim Smektit und Chlorit lassen sich keine deutlichen Zonierungen feststellen. Es zeigt sich eine schwache Tendenz zu höheren Werten beim Smektit auf dem westlichen Schelf und beim Chlorit entlang der Erosionsstufe.

5.1.6. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in den planktischen *Neogloboquadrina pachyderma* (Abb. 14b) aus den Oberflächensedimenten sind mit 3,58 ‰ bis 3,88 ‰ insgesamt relativ leicht. Sie zeigen jedoch eine deutliche Tendenz zu schwereren Werten in Richtung Norden (Abb. 29). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *N. pachyderma* weisen mit 0,89 ‰ bis 1,16 ‰ einheitlich relativ schwere Werte auf, ohne daß sich regionale Unterschiede feststellen lassen.

Die Messungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an den benthischen Foraminiferen der Art *Cassidulina bitor* (Abb. 14d) aus vier Oberflächenproben vom Schelfrand erbrachten relativ leichte $\delta^{18}\text{O}$ - und schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse sind dabei im Westen (PS1610 und PS1611; Abb. 2) mit 1,47 ‰ bzw. 1,49 ‰ schwerer als im Osten (PS1420 und PS1421) mit 0,99 ‰ bzw. 1,25 ‰.

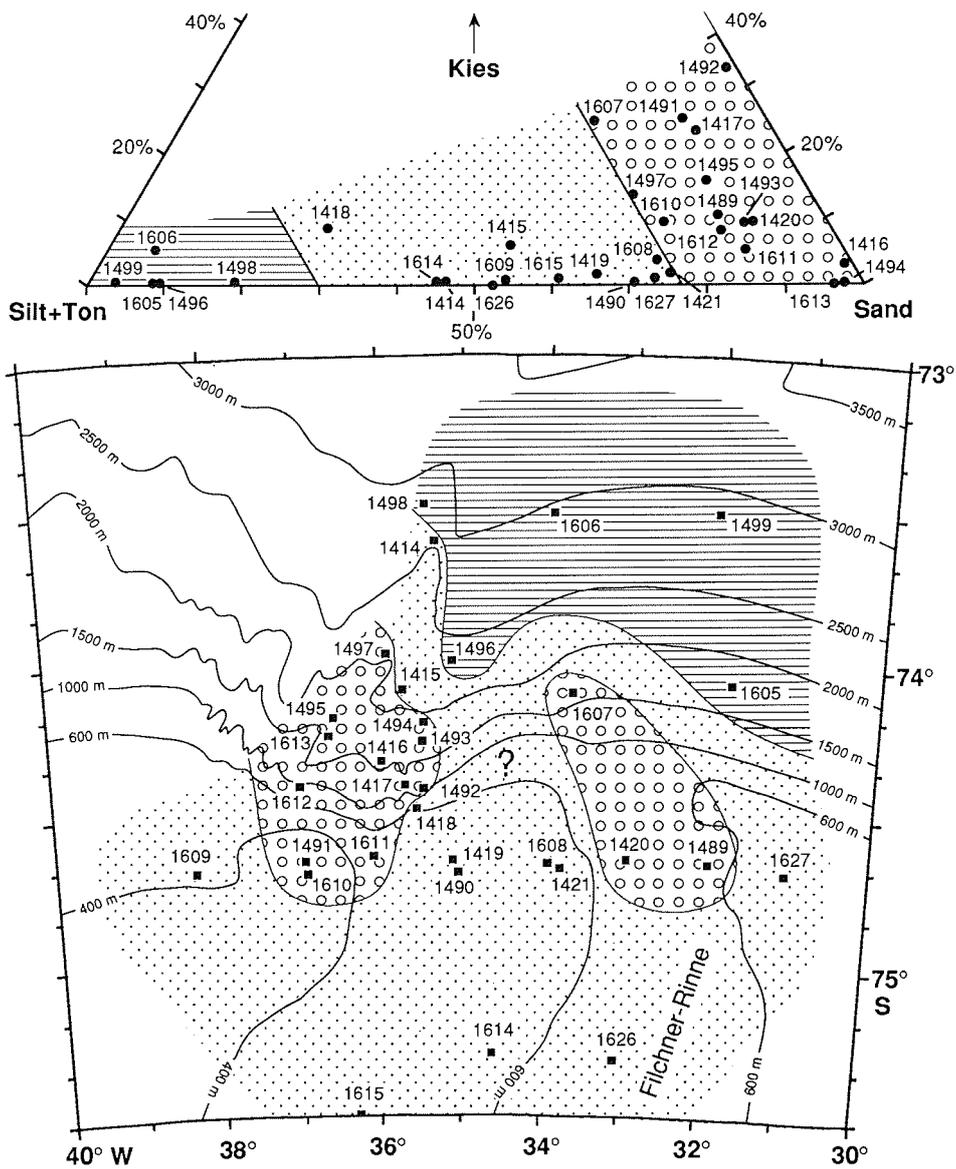


Abb. 15: Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente im Kies- (> 2000 μm), Sand- (63-2000 μm), Silt plus Ton- (< 63 μm) Dreieck

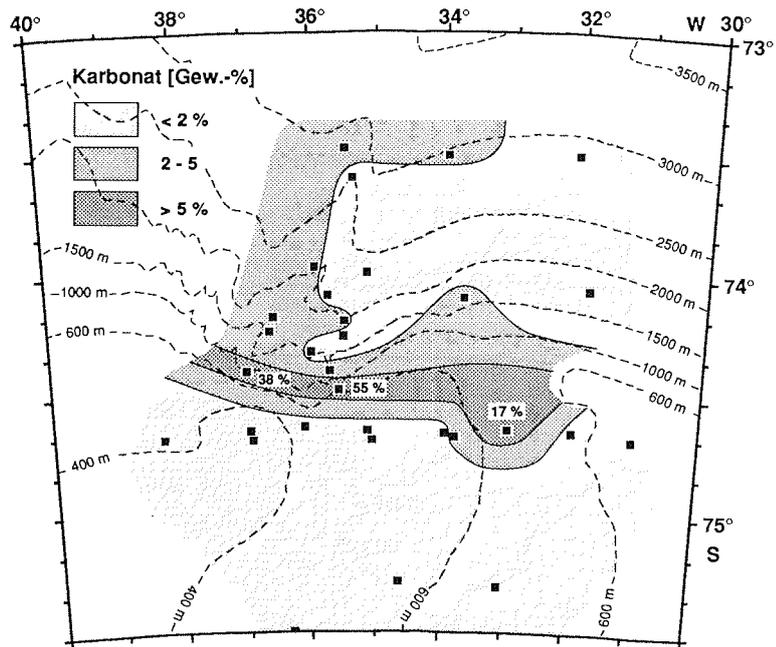


Abb. 16: Karbonat-Gehalte in den Oberflächensedimenten

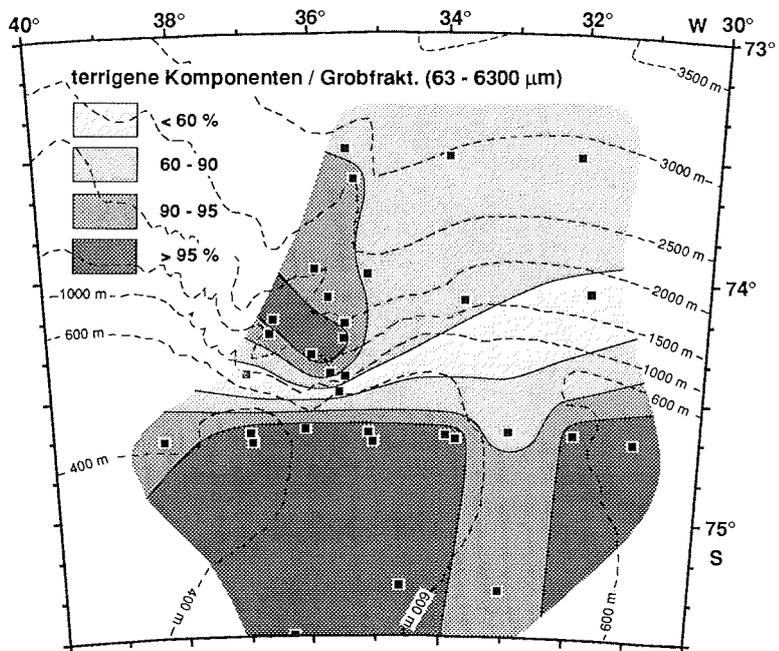


Abb. 17: Verteilung der terrigenen Komponenten in der Grobfraktion (> 63 μm) der Oberflächensedimente

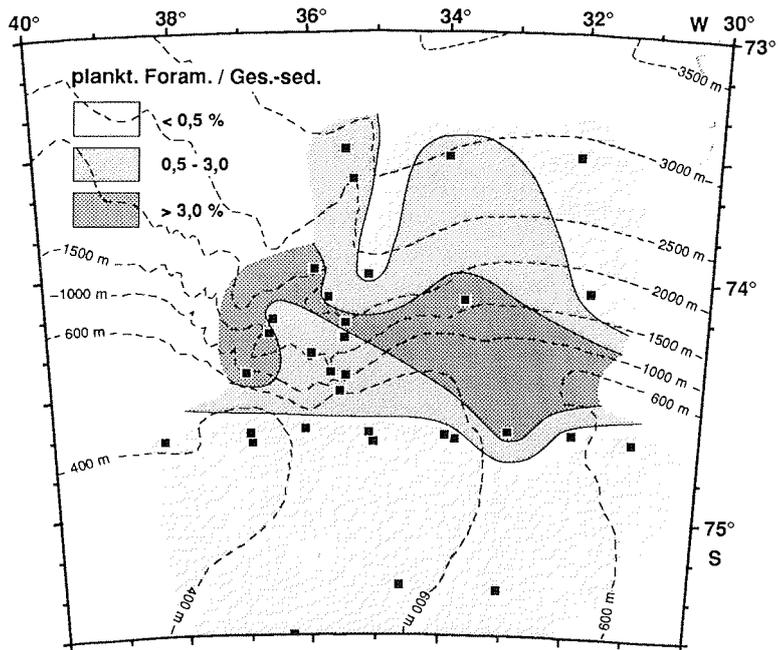


Abb. 18: Verteilung der planktischen Foraminiferen in der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ der Oberflächensedimente, bezogen auf das Gesamtsediment

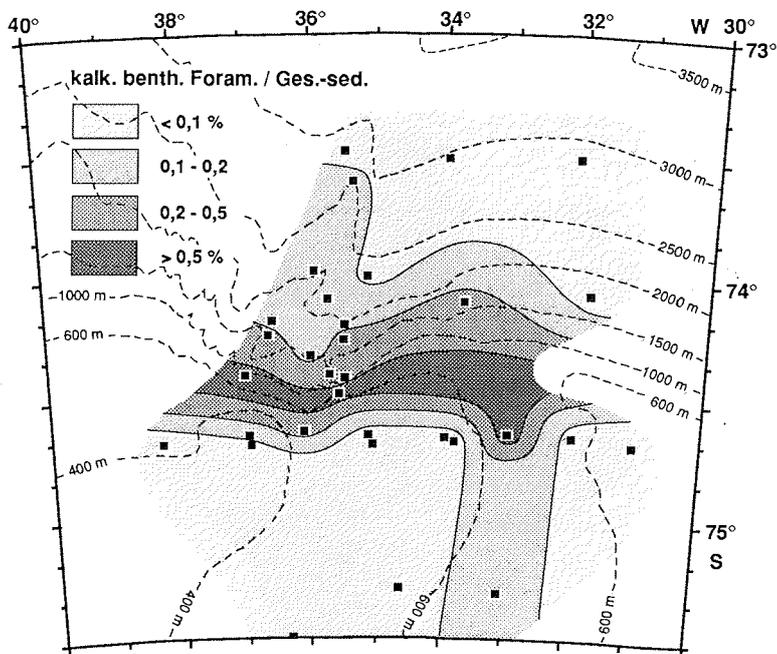


Abb. 19: Verteilung der kalkigen benthischen Foraminiferen in der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ der Oberflächensed., bezogen auf das Gesamtsediment

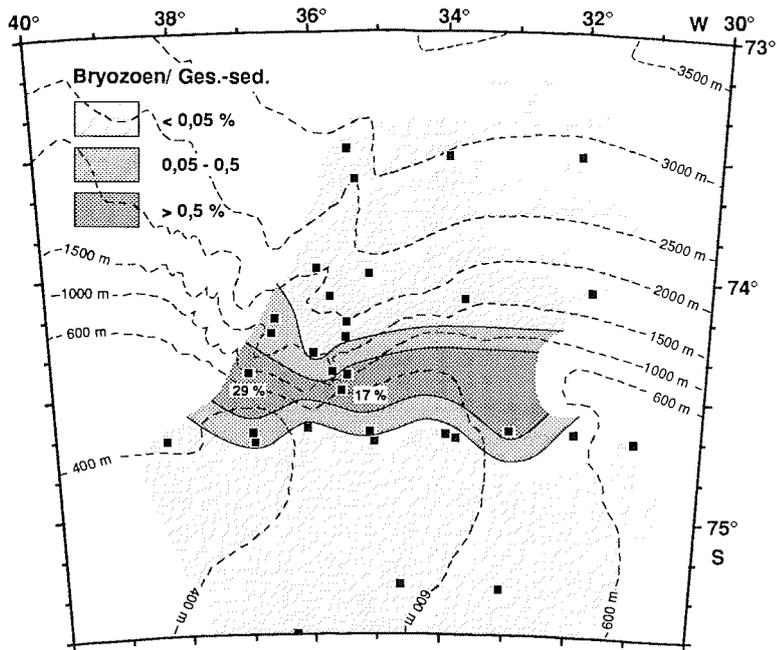


Abb. 20: Verteilung der Bryozoen in der Fraktion > 63 μ m der Oberflächensedimente bezogen auf das Gesamtsediment

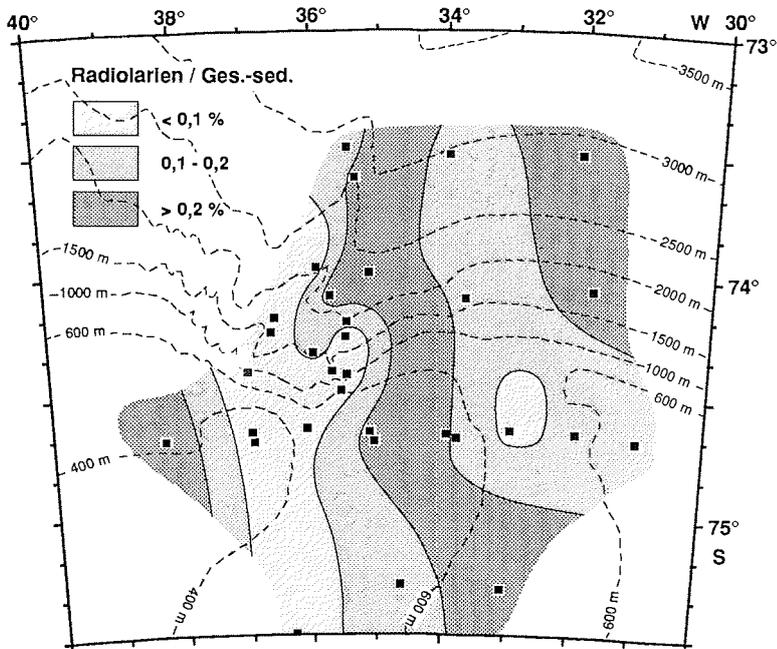


Abb. 21: Verteilung der Radiolarien in der Fraktion > 63 μ m der Oberflächensedimente, bezogen auf das Gesamtsediment

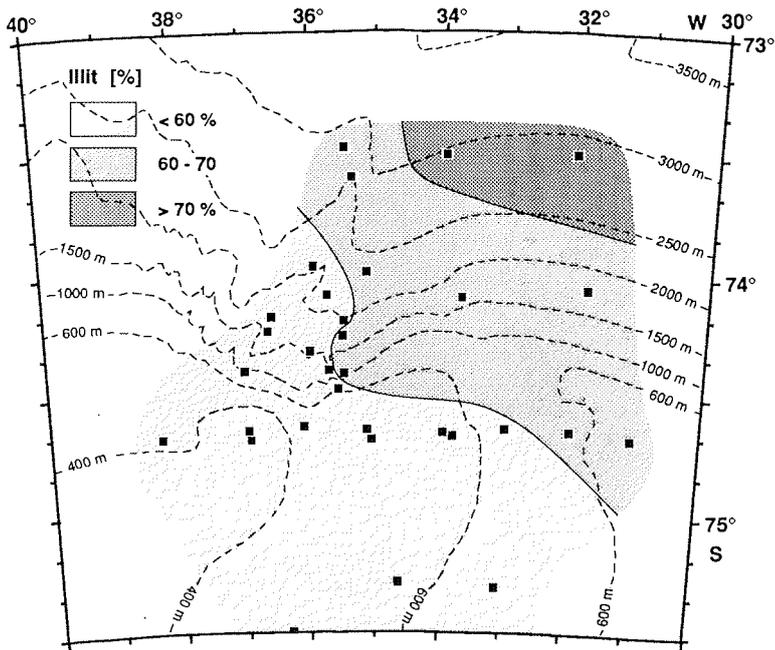


Abb. 22: Illit-Verteilung in der Fraktion <math>< 2 \mu\text{m}</math> der Oberflächensedimente als Prozent an der Summe von Smektit, Kaolinit, Chlorit und Illit

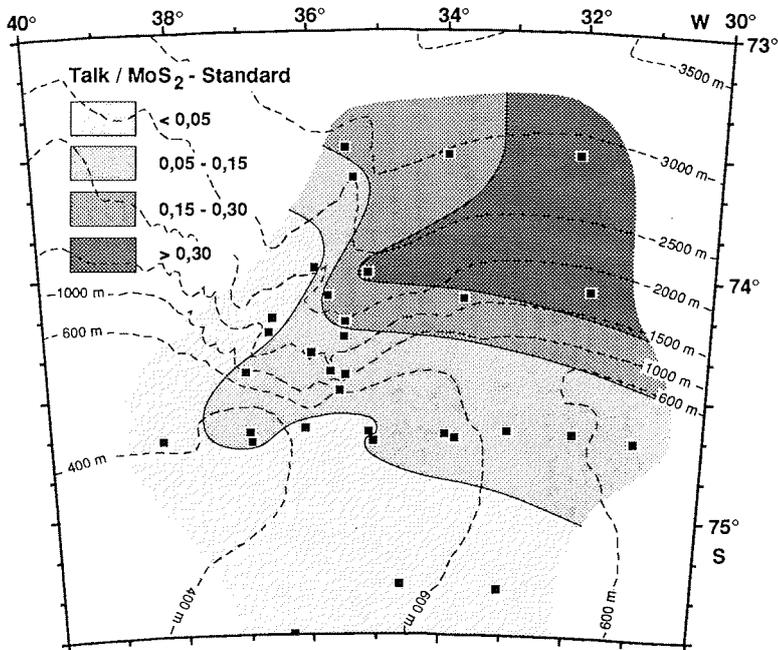


Abb. 23: Talk-Verteilung in der Fraktion <math>< 2 \mu\text{m}</math> der Oberflächensedimente als Verhältnis zu einem internen Molybdänsulfid-Standard

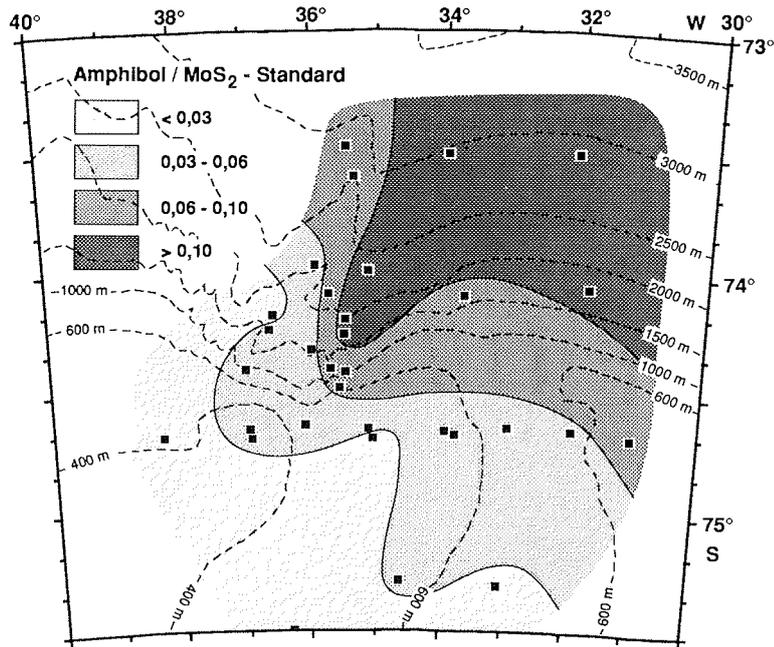


Abb. 24: Amphibol-Verteilung in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ der Oberflächensedimente als Verhältnis zu einem internen Molybdänsulfid-Standard

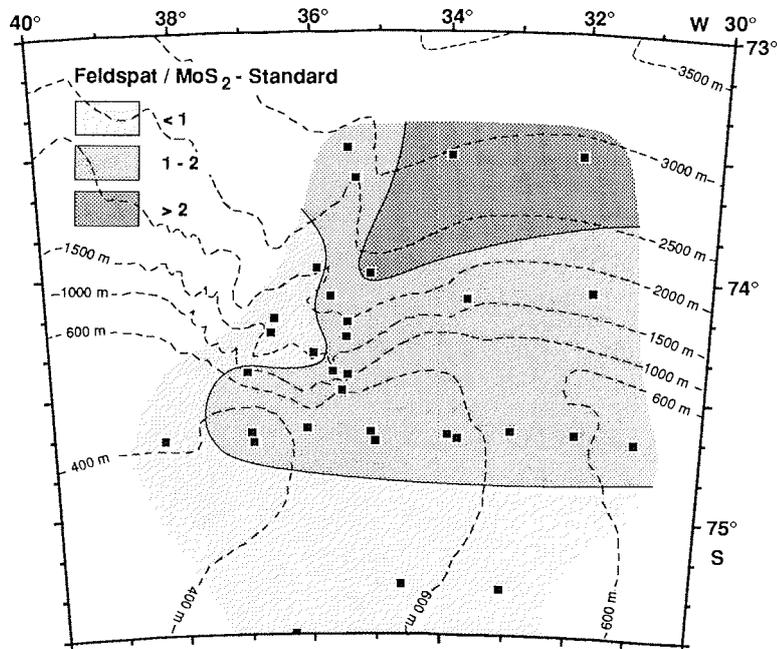


Abb. 25: Feldspat-Verteilung in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ der Oberflächensedimente als Verhältnis zu einem internen Molybdänsulfid-Standard

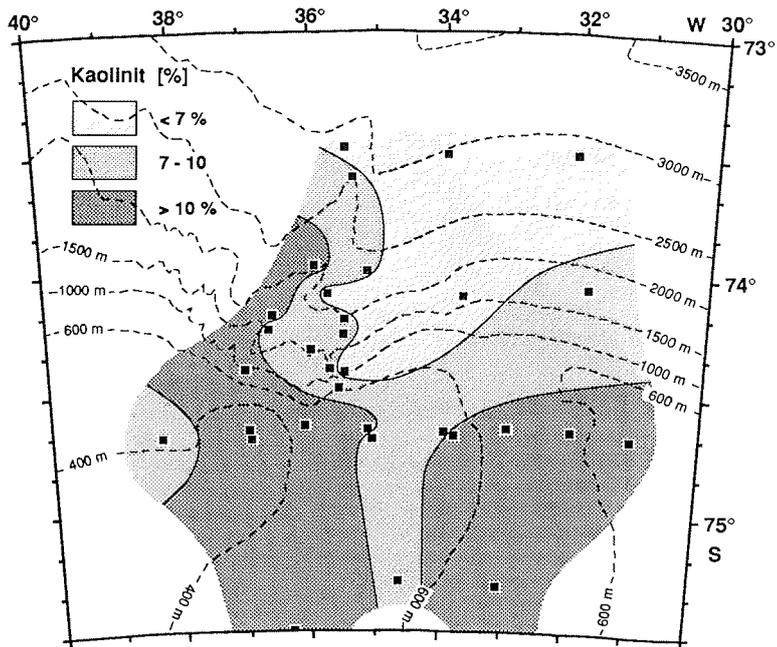


Abb. 26: Kaolinit-Verteilung in der Fraktion < 2 μm der Oberflächensedimente als Prozent an der Summe von Smektit, Kaolinit, Chlorit und Illit

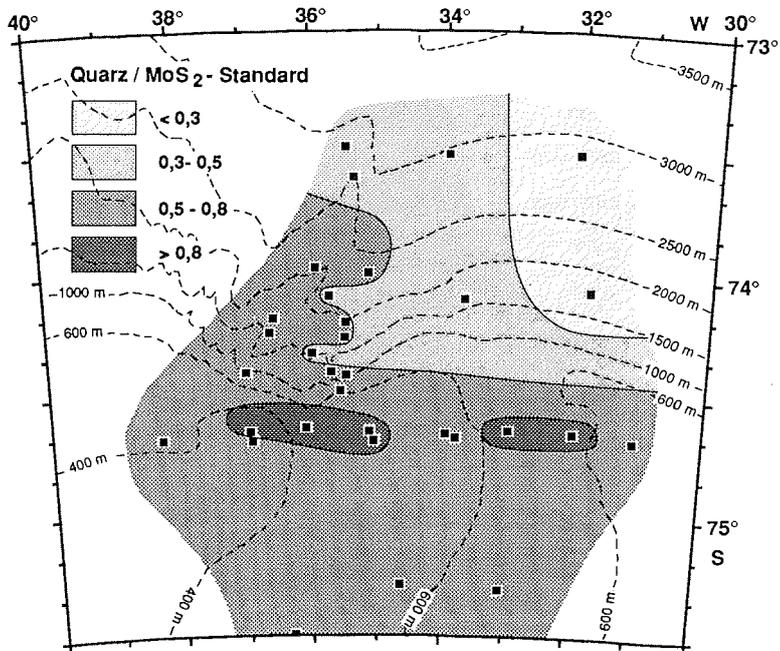


Abb. 27: Quarz-Verteilung in der Fraktion < 2 μm der Oberflächensedimente als Verhältnis zu einem internen Molybdänsulfid-Standard

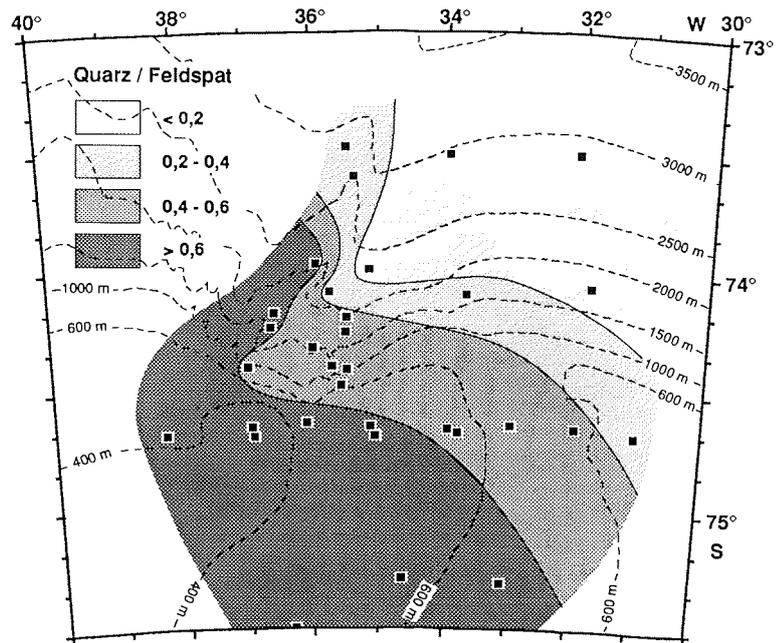


Abb. 28: Verteilung des Quarz/Feldspat-Verhältnisses in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ der Oberflächensedimente

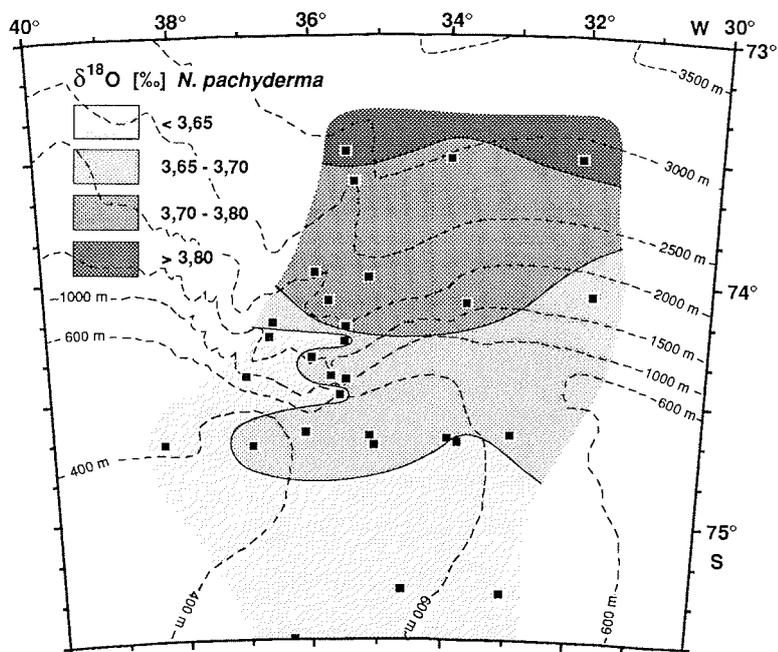


Abb. 29: Verteilung der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in den planktonischen *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral der Oberflächensedimente

5.2. Diskussion und Interpretation der Ergebnisse

Die < 0,5 cm mächtigen ungestörten Oberflächenproben aus den Kastengreifern umfassen einen Ablagerungszeitraum von einigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten (Kap. 6.2.1.). In den Sedimentparametern der Oberflächenproben ist damit ein längerfristiges Mittel der Umweltbedingungen gespeichert. Die Interpretation der Sedimentparameter kann daher wichtige ergänzende Informationen zu *in situ*-Messungen liefern, die in der Antarktis meist auf den kurzen Südsommer beschränkt und in weiten Bereichen noch recht lückenhaft sind.

Die Sedimentgenese an den antarktischen Kontinentalrändern wird durch glaziologische und hydrographische Einflüsse sowie gravitative Sedimentbewegungen gesteuert.

5.2.1. Glaziologische Einflüsse auf die rezente Sedimentation

5.2.1.1. Sedimenttransport durch Eisberge

Die Oberflächensedimente im Untersuchungsgebiet sind überwiegend terrigen beeinflusst. Ein Teil des terrigenen Sedimenteintrages erfolgt heute durch Eisberge. Eisberge können, insbesondere wenn sie von schmalen Schelfeisen, Eiswällen oder Gletschern kalben, größere Mengen an Sedimentfracht (IRD = "Ice Rafted Debris") über weite Entfernungen transportieren. Die Korngrößenverteilung des IRD weist regionale Unterschiede auf, umfaßt jedoch generell ein breites Spektrum von Ton bis zu Kies und ist schlecht sortiert (Kap. 2.4.; Abb. 8).

Am Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres driften die Eisberge als Folge des Weddellwirbels und der Ostwindzone nach Westen und Südwesten. Die Kalbungsgebiete der Eisberge, die das Untersuchungsgebiet heute erreichen, befinden sich daher überwiegend im östlichen oder nordöstlichen Weddellmeer. Die Zusammensetzung des IRD spiegelt den petrologischen Aufbau des Untergrundes im Einzugsgebiet eines Eisstromes wider (DREIMANIS 1976; OSKIERSKI 1988). In den Grobfractionen (> 63 µm) der Oberflächensedimente wurden insbesondere kristalline Gesteinsbruchstücke beobachtet, Bruchstücke von Sedimentgesteinen waren dagegen selten vertreten. An der kontinentalen Umrandung des östlichen Weddellmeeres sind im Neuschwabenland (Abb. 1) verbreitet magmatische und besonders metamorphe Gesteine des präkambrischen Grundgebirges aufgeschlossen (u.a. ROOTS 1969; JUCKES 1972; WOLMARANS & KENT 1982). Für das fast ausschließlich eisbedeckte Coats-Land (Abb. 1) leitet OSKIERSKI (1988) aus dem Geröllspektrum glazialmariner Schelfsedimente ebenfalls ausgedehnte Vorkommen von mittel- bis hochgradigen Metamorphiten ab.

Durch das Abschmelzen der Eisberge wird das darin enthaltene Material freigesetzt. Es kann davon ausgegangen werden, daß es im Untersuchungsgebiet keine deutlichen regionalen Unterschiede im Eisfrachteintrag durch unterschiedliche Abschmelzraten gibt, da sowohl das oberflächennahe Wasser des Antarktischen Küstenstromes im Süden des Untersuchungsgebietes, mit den Charakteristika des Öst-

lichen Schelfwassers (ESW), als auch das Winter-Wasser (WW) im Norden einheitlich geringe Temperaturen aufweisen (-1,8 °C bis - 1,9 °C; Abb. 3). Auch die Salzgehalte zeigen keine großen Unterschiede, sie sind im WW < 0,2 ‰ höher als im ESW.

Petrographische und texturale Unterschiede der Eisfracht als Folge von unterschiedlichen Einzugsgebieten der Eisströme wurden nicht beobachtet. Sie sind vermutlich in den Oberflächensedimenten nicht aufgelöst, da der IRD in großer Entfernung von den unterschiedlichen Kalbungsgebieten akkumuliert. Vielmehr ist im längerfristigen Mittel mit einer homogenen Zusammensetzung zu rechnen. Der IRD enthält insbesondere die in der östlichen Umrandung des Weddellmeeres verbreiteten metamorphen und vulkanischen Gesteine sowie die aus deren physikalischer Verwitterung isolierten Minerale. Minerale primär metamorphen Ursprungs sind z.B. der Talk und die Amphibole, die jeweils im Nordosten des Untersuchungsgebietes in der Tonfraktion ihr Häufigkeitsmaximum aufweisen (Abb. 23 und 24).

Die sehr deutlichen Unterschiede in den Mineralverteilungen in der Tonfraktion (Abb. 22 - 28) ebenso wie in den Korngrößenverteilungen (Abb. 15) der Oberflächensedimente sind somit weitgehend unabhängig von dem Eisfrachteintrag. Sie müssen im wesentlichen durch hydrographische Prozesse (Kap. 5.2.2.) oder gravitative Sedimentbewegungen (Kap. 5.2.3.) verursacht sein.

5.2.1.2. Meereisbedeckung und biogene Produktion

Im nährstoffreichen antarktischen Wasser kann das Fehlen von Licht wesentlich zu einer Limitierung der biogenen Produktion führen (EL-SAYED 1971; SAKSHAUG & HOLM-HANSEN 1984). Im Meereis nimmt die Lichtintensität bereits in den oberen 25 cm um 90 % der Oberflächeneinstrahlung ab, an der Unterseite von einjährigem, mit 5 cm Schneeaufgabe bedecktem Meereis beträgt sie < 0,5 % der einfallenden Strahlung (BARTSCH 1989). Die Eisbedeckung hat somit einen limitierenden Einfluß auf die Planktonproduktion, die über die Nahrungskette auch die Benthosproduktion bestimmt. An den antarktischen Kontinentalrändern ist die Planktonblüte auf die wenigen Wochen im Südsommer beschränkt, in denen das Meereis teilweise aufbricht (JACQUES 1982).

Im Untersuchungsgebiet nimmt heute die Meereisbedeckung während des Minimums in der Eisbedeckung (Mitte Februar) von ca. 20 % im Nordosten auf > 50 % im Südwesten zu (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985; Abb. 1). Aus der Verteilung der biogenen Komponenten in den Oberflächensedimenten lassen sich jedoch keine Anzeichen für eine Reduzierung der biogenen Produktion als Folge der dichteren Eisbedeckung erkennen. Die C_{org} -Gehalte zeigen nur eine schwache Tendenz zu erhöhten Werten im Nordosten des Untersuchungsgebietes. Dort treten aber auch erhöhte Feinkornanteile in den Oberflächensedimenten auf (Abb. 15), mit denen die C_{org} -Gehalte generell positiv korrelieren (Kap. 6.1.4.). Außerdem sind die C_{org} -Gehalte zumindest im Weddellmeer als Produktionsanzeiger nicht aussagekräftig,

da sie wesentlich durch den Chemismus des Boden- und Porenwassers gesteuert werden (SCHLÜTER 1990).

Eine reduzierte biogene Produktion im Oberflächenwasser würde eine Anreicherung des leichten ^{12}C -Isotops bewirken, da das isotopisch leichte C_{org} ($\delta^{13}\text{C} = -20$ bis -30 ‰ PDB, SACKETT et al. 1965) weniger durch einen biogenen Partikelfluß aus der photischen Zone entfernt wird. Dies müßte in geringeren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen der planktischen Foraminiferen bei einer geringeren Produktion resultieren. Die stabilen Kohlenstoffisotope in den planktischen *Neogloboquadrina pachyderma* der Oberflächensedimente weisen jedoch keine erkennbar unterschiedliche regionale Verteilung auf.

In den Sedimentparametern der Oberflächenproben sind somit keine regionalen Unterschiede in der biogene Produktion dokumentiert, die sich auf die Unterschiede in der minimalen Meereisbedeckung von ca. 20 % bis > 50 % (Abb. 1) zurückführen lassen.

5.2.2. Hydrographische Einflüsse auf die rezente Sedimentation

Die Diskussion der glaziologischen Einflüsse auf die terrigenen Sedimentpartikel zeigte, daß die Unterschiede in den Korngrößenverteilungen und in den Mineralverteilungen in der Tonfraktion der Oberflächensedimente im wesentlichen durch hydrographische Prozesse oder gravitative Sedimentbewegungen verursacht sein müssen (Kap. 5.2.1.).

Die Stromstärken in der Wassersäule beeinflussen generell die Korngrößenverteilung der Sedimente. Sie sind der ausschlaggebende Faktor, ob es in einem Meeresgebiet zur Akkumulation oder Erosion von Sedimentpartikeln kommt (HJULSTRÖM 1939). Außerdem bestimmt die Zirkulation der Wassermassen die Transportrichtung von suspendiertem Material. Die chemischen und physikalischen Eigenschaften eines Wasserkörpers schließlich haben einerseits einen Einfluß auf die Produktion, andererseits auf die Zerstörung (z.B. durch Lösung) und damit auf die geologische Überlieferung von biogenen Sedimentkomponenten.

5.2.2.1. Terrigener Sedimenttransport durch das Eisschelfwasser (ISW)

Die dominierende Wassermasse im Untersuchungsgebiet ist das Eisschelfwasser (ISW). Es strömt von Süden bodennah über die Schwelle nördlich der Filchner-Rinne den Kontinentalhang hinab (Abb. 4).

Das ISW weist am Kontinentalrand sehr hohe mittlere Stromgeschwindigkeiten von > 50 cm/s auf (FOLDVIK 1986). Damit kann es von bereits abgelagerten Sedimenten Partikel bis zu Mittelsandgröße erodieren. Von der durch Eisberge zugeführten Eisfracht (IRD) kann es Körner bis zu Kies Korngröße transportieren (HEEZEN & HOLLISTER 1964). Am Schelfrand und oberen Kontinentalhang treten bei ca. 32° bis 34° W und 35° bis 38° W zwei vermutlich isolierte Bereiche mit

besonders grobkörnigen Oberflächensedimenten, kiesigen Sanden und fast reinen Sanden auf (Abb. 15). Ihre Grobfractionsgehalte von > 80 % können nur auf eine Abreicherung der Feinfraktionen vom IRD zurückzuführen sein, da der IRD im Weddellmeer im Mittel > 50 % Feinkornanteil aufweist (Kap. 2.4.; Abb. 8b). Die grobkörnigen Sedimente am Schelfrand und oberen Kontinentalhang (Abb. 15) werden daher als durch den ISW-Strom verursachte Reliktsedimente gedeutet.

Demnach weist das ISW im Verbreitungsraum der Reliktsedimente bodennah die höchsten Stromgeschwindigkeiten auf. Im längerfristigen Mittel scheint somit der Hauptstrom des ISW in zwei separaten Kernen erfolgt zu sein. Darauf deuten auch die Isotopenverhältnisse in benthischen Foraminiferen der Art *Cassidulina bionia* (Abb. 14d) hin, die von den vier Schelfrandstationen aus den Bereichen der besonders grobkörnigen Reliktsedimente gemessen wurden. Während die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse bei sehr leichten Werten keine signifikanten Unterschiede zwischen den Stationen zeigen, sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse an den beiden westlichen Stationen (PS1610 und PS1611) mehr als 0,2 ‰ schwerer als an den östlichen Stationen (PS1420 und PS1421). Dies läßt sich nicht auf Unterschiede in der biogenen Produktion im Oberflächenwasser zurückführen, da die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in den planktischen Foraminiferen an den vier Stationen nur geringe Schwankungen aufweisen. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenz in *C. bionia* deutet eher auf zwei separate ISW-Ströme hin. Die leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse des östlichen ISW könnten z.B. die Folge einer stärkeren Aufnahme von isotopisch leichter organischer Substanz durch Oxidation sein (SACKETT et al. 1965).

In hydrographischen Schnitten parallel zur Schelfeiskante im Bereich der Filchner-Rinne (Abb. 1) deuten sich an der Westflanke durch besonders geringe Temperaturen ($\theta < -2,1^\circ\text{C}$) ebenfalls zwei separate Kerne von ISW an (FOLDVIK et al. 1985d; DIECKMANN et al. 1986; Abb. 30). Ihre Tiefenlagen decken sich gut mit den Wassertiefen am Schelfrand in den Bereichen der postulierten ISW-Ströme. ISW mit etwas höheren Temperaturen ($\theta < -2,0^\circ\text{C}$) tritt jedoch auch an der Ostflanke der Filchner-Rinne auf. Die Strömungsrichtung von diesem ISW ist bisher noch umstritten. CARMACK & FOSTER (1975b) deuten den Wasserkörper als unter das Eis zurückströmenden Arm des ISW. Aus Modellrechnungen leiten HELLMER & OLBERS (1989) dagegen einen Ausstrom ab, den sie auf eine zweite Zirkulationszelle unter dem Filchner-Schelfeis zurückführen.

Eine mögliche Erklärung für zwei separate ISW-Ströme könnte in der neuerdings diskutierten Zirkulation des Westlichen Schelfwassers (WSW) unter das Ronne-Schelfeis liegen (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988; Abb. 4). Es soll auf dem Weg südlich um die Berkner-Insel in ISW umgebildet werden. Wenn gleichzeitig der unbestrittene Prozeß der ISW-Bildung durch eine WSW-Zirkulation unter dem Filchner-Schelfeis Gültigkeit besitzt, könnten zwei diskrete ISW-Körper entstehen. Weitere Isotopenmessungen und zwei Jahresverankerungen, die in der Saison 1990/91 an den Flanken der Filchner-Rinne ausgebracht werden, versprechen für die Zukunft ein besseres Verständnis der für die Bodenwasserbildung wichtigen Zirkulation auf dem Schelf.

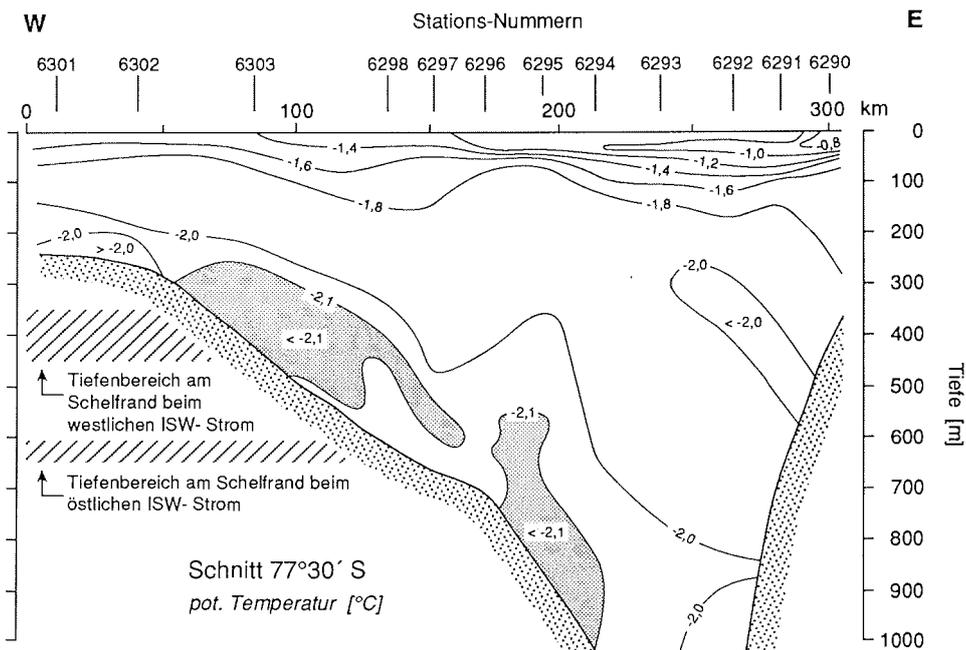


Abb. 30: Temperaturverteilung in einem W-E-Schnitt über die Filchner-Rinne (Abb. 1) entlang der Kante des Filchner-Schelfeises (nach DIECKMANN et al. 1986). Die Wassertiefen der zwei besonders kalten ($\theta < -2,1^{\circ}\text{C}$) ISW-Körper decken sich gut mit den Wassertiefen, in denen die postulierten ISW-Ströme über den Schelfrand fließen könnten.

Die Suspensionsfracht im ISW beträgt $0,1$ bis $2,0 \text{ g/m}^3$ (ELVERHØI & ROALDSET 1983). Diese Konzentration ist vergleichbar mit den Ozeanen und offenen Kontinentalschelfen mittlerer Breiten und deutlich geringer als in anderen glazialmarinen Schelfregionen. Die geringe Suspensionsfracht deutet darauf hin, daß die Materialaufnahme durch Erosion stark eingeschränkt ist und daß das ISW im wesentlichen über bereits von den Feinfraktionen abgereicherte Sedimente strömt. Betrachtet man die Flußrate des ISW von $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, die zehnfache Menge des Amazonas (FOLDVIK 1986), so bedeutet dies jedoch nicht, daß das ISW einen geringen Anteil am Sedimenttransport hat.

Das potentielle Liefergebiet für die Suspensionsfracht des ISW ist der südliche Weddellmeerschelf. Zur sedimentologischen Charakterisierung dieses Gebietes wurden die Mineralverteilungen in der Tonfraktion an Proben aus dem Bereich der Filchner-Rinne (Abb. 1) analysiert. Sie zeigen in den 26 Oberflächenproben und 20 Proben aus einem Diamiktit, der vermutlich während des Weichselglazials aus den auf dem Untergrund aufliegenden Eismassen abgelagert wurde (MELLES 1987; MELLES & FÜTTERER 1989), eine große Homogenität (Tab. 16 und 17). Die Zusammensetzung ist durch geringe Gehalte an Illit, Talk, Amphibol und Feldspat, sowie hohe Gehalte an Kaolinit und Quarz gekennzeichnet. Insbesondere die hohen Kaolinitgehalte deuten darauf hin, daß die Minerale in der Tonfraktion ihren wesent-

lichen Ursprung in Sedimentgesteinen haben. Da das Filchner-Schelfeis durch Eisströme aus dem nördlichen Transantarktischen Gebirge gespeist wird (Abb. 7), dürfte der durch das Eis zugeführte Gesteinsschutt dessen petrographische Zusammensetzung widerspiegeln (DREIMANIS 1976). Die aufgeschlossenen Areale des nördlichen Transantarktischen Gebirges zeigen verbreitet paläozoische Sedimentgesteinsfolgen (u.a. STEPHENSON 1966; WEBER 1982). Der Anteil an Sedimentgesteinen beträgt in den Geröllen glazialmariner Sedimente der westlichen und zentralen Filchner-Rinne nach OSKIERSKI (1988) mehr als 80 %.

Eine mit den Sedimenten der Filchner-Rinne vergleichbare Mineralverteilung in der Tonfraktion enthalten die Oberflächenproben auf dem Schelf und am oberen westlichen Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes (Abb. 22 bis 28). Diese Bereiche decken sich weitgehend mit der Verbreitung der Reliktsedimente, die durch das ISW von den Feinfraktionen abgereichert wurden (Abb. 15). Eine Akkumulation der Tonfraktion des IRD, die u.a. durch recht hohe Gehalte an Talk und Amphibolen gekennzeichnet sein dürfte (Kap. 5.2.1.1.), ist nicht erkennbar. Sie wird demnach überwiegend durch das ISW in Suspension gehalten und weggeführt. Eine Sedimentation der Tonfraktion aus der Suspensionsfracht des ISW erscheint wegen der hohen Stromgeschwindigkeit unwahrscheinlich, welche nach Messungen mit Jahresverankerungen keine saisonalen Schwankungen aufweist (FOLDVIK et al. 1985b). Aufgrund der geringen Suspensionsfracht sind auch keine geographischen Verlagerungen des ISW-Stromes anzunehmen. Daher ist eher davon auszugehen, daß durch den ISW-Strom ausgewaschene, ältere Sedimente ebenfalls den südlichen Weddellmeerschelf als Liefergebiet hatten, was in der noch verbliebene Tonfraktion dokumentiert sein könnte.

Der westliche Bereich der besonders grobkörnigen Reliktsedimente zieht sich am oberen Kontinentalhang über die Erosionsstufe hinweg, die von ca. 37° W bis 34°30' W nach Nordosten streicht (Kap. 4.2.; Abb. 15). Daher strömt der westliche ISW-Strom wahrscheinlich über die dort ca. 200 m hohe Stufe und verursacht durch Erosion von Feinmaterial grobkörnige Reliktsedimente. In diesem Bereich sind die 3,5 kHz-Echotypen L und L_{di} verbreitet (Kap. 4.2.; Abb. 11 und 12). Sie weisen mit 20 m bis 70 m die größten Eindringtiefen der Schallwellen im Untersuchungsgebiet auf. Da grobkörnige Sedimente die Eindringung der Schallwellen reduzieren können (DAMUTH 1975, 1978), deuten die hohen Eindringtiefen darauf hin, daß die Reliktsedimente nur eine geringe Mächtigkeit aufweisen und feinkörnige Sedimente überlagern. Die Echotypen L und L_{di} zeigen außerdem einen mehrlagigen Aufbau der Sedimentsequenzen mit oberflächenparallelen Reflektoren. Da sie damit keine Hinweise auf Erosionsprozesse liefern, könnte eine geringmächtige, geschlossene Decke grobkörniger Reliktsedimente die Erosion der unterlagernden feinkörnigen Sedimente verhindert haben.

Ein wesentlicher Anteil des ISW wird somit heute nicht entlang der Erosionsstufe über den Hang in die Tiefsee geführt. Das kalte Bodenwasser (-0,7 °C), das in 3500 m Wassertiefe an der Stufe gemessen wurde (BAYER et al. 1990), könnte eine Fortsetzung des östlichen ISW-Stromes sein oder der tieferliegende, an der Stufe abgelenkte Teil des westlichen ISW-Stromes. Am unteren Kontinentalhang sind feinkörnige

ge Sedimente mit Silt- und Tongehalten bis zu mehr als 80 % verbreitet (Abb. 15). Das Bodenwasser kann in diesem Gebiet daher nur geringe Stromgeschwindigkeiten aufweisen. Die lateral nach Westen fortschreitende Erosion entlang der Stufe, die zur Freilegung von Subreflektoren des Echotyps L_{di} führte (Kap. 4.2.), ist daher zumindest am unteren Hang nicht eine Folge des rezenten ISW-Stromes. Außerdem kann am unteren Hang die Verbreitung des Echotyps P_{s1} , der durch einen schallharten Oberflächenreflektor gekennzeichnet ist (Kap. 4.2.), nicht auf grobkörnige Sedimente an der Oberfläche zurückgeführt werden. Dort müssen in tieferen Sedimenthorizonten grobkörnige oder stark kompaktierte Sedimente auftreten. Sie lassen sich in den Anlogschriften des 3,5 kHz-Systems erst unterhalb ca. 3 m Sedimenttiefe als isolierter Subreflektor visuell auflösen (Kap. 4.1.).

Die Mineralverteilung in der Tonfraktion weicht in den feinkörnigen Sedimenten am unteren Kontinentalhang deutlich von der des südlichen Schelfes ab (Abb. 22 - 28). Das ISW hat in diesen Bereichen demnach keinen signifikanten Anteil an der Feinmaterialzufuhr. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, daß am unteren Hang die Mischungsprozesse des ISW mit dem Warmen Tiefenwasser (WDW), die zur Bildung des Weddellmeer-Bodenwassers (WSBW) führen sollen (FOLDVIK et al. 1985d; Kap. 2.2.) durch damit verbundene Turbulenzen eine Akkumulation der Suspensionsfracht verhindern. Die Tonmineralverteilung könnte jedoch auch ein Anzeichen für eine starke Feinmaterialzufuhr aus anderen Wassermassen sein, wodurch der Eintrag aus dem ISW soweit verdünnt wird, daß die Mineralverteilung nicht mehr die Charakteristika der Filchner-Rinne erkennen läßt.

5.2.2.2. Terrigener Sedimenttransport durch andere Wassermassen

Im Gegensatz zum ISW ist die Zirkulation der anderen Wassermassen an den Weddellwirbel gebunden. Sie erfolgt im Untersuchungsgebiet von Ost nach West. Das Warme Tiefenwasser (WDW) in ca. 200 m bis 1500 m, sowie das Antarktische Bodenwasser (AABW) in > 1500 m Wassertiefe weisen jeweils mit < 6 cm/s geringe Stromgeschwindigkeiten auf. Damit können diese Wassermassen maximal Grobsilt als Suspensionsfracht transportieren (SINGER & ANDERSON 1984).

Mit zunehmender Wassertiefe am Kontinentalhang zeigt sich ein deutlicher Anstieg der Ton- und Siltgehalte in den Oberflächensedimenten (Abb. 15). Am unteren Hang beträgt der Feinkornanteil mehr als 80 %. Diese Korngrößenverteilung kann nur durch Anreicherung des durch Eisberge zugeführten IRD mit Feinmaterial gedeutet werden. Das ISW, ebenso wie gravitativer Sedimenttransport, lassen sich als alleinige Transportmedien ausschließen, da die Mineralverteilung in der Tonfraktion deutlich von der Zusammensetzung auf dem Kontinentalschelf und am oberen Hang abweicht.

Die Unterschiede liegen hauptsächlich in höheren Illit-, Talk-, Amphibol- und Feldspatgehalten, sowie in geringeren Kaolinit- und Quarzgehalten. Damit wird ein geringerer Einfluß sedimentärer Ursprungsgesteine auf die Tonfraktion angezeigt. Die Mineralverteilung, insbesondere die hohen Gehalte an Talk und Amphibolen, deutet auf ein Liefergebiet mit reichen metamorphen Gesteinsvorkom-

men hin, wie sie in der östlichen Umrahmung des Weddellmeeres verbreitet sind (Kap. 5.2.1.1.). Weitere Hinweise auf das östliche Weddellmeer als Liefergebiet der Tonfraktion ergeben sich aus röntgendiffraktometrischen Analysen der dortigen Sedimente. ELVERHØI & ROALDSET (1983) beschreiben sehr hohe, jedoch nicht quantifizierte Illitgehalte in der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ und Amphibolgehalte in der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ von Oberflächensedimenten vor dem Fimbul-Schelfeis, nördlich des Neuschwabenlandes (Abb. 1). Die Sedimente der Hangterrasse des östlichen Weddellmeeres, zwischen 2000 und 3000 m Wassertiefe, enthalten sehr hohe Illitgehalte in der Tonfraktion, Kaolinit ist nur selten und in geringen Mengen vertreten (GROBE 1986). Außerdem deuten von den Feinfraktionen durch Strömung abgereicherte Sedimente auf dem Schelf und am oberen Kontinentalhang des östlichen Weddellmeeres (GROBE 1986) auf eine Feinmaterialzufuhr aus diesen Gebieten hin.

Es ist demnach sehr wahrscheinlich, daß am unteren Kontinentalhang der im Untersuchungsgebiet vermutlich sehr homogen von Osten eingetragene IRD mit feinkörnigem Material angereichert wurde, welches mit dem WDW und dem AABW ebenfalls aus Osten zugeführt wurde.

Als Teil des Weddellwirbels strömt der Antarktischen Küstenstrom entlang des Kontinentalrandes nach Westen (DEACON 1937). Durch den Kontakt mit den Schelfeisen weist sein oberflächennahes Östliches Schelfwasser (ESW) bei einem hohen Schmelzwasseranteil geringe Temperaturen und geringe Salzgehalte auf. Dieses spiegelt sich in der Zusammensetzung der stabilen Sauerstoffisotope in den planktischen Foraminiferen wider. Mit abnehmendem Einfluß des Antarktischen Küstenstromes nach Norden weisen die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse zunehmend schwerere Werte auf (Abb. 29).

Der Einfluß des Antarktischen Küstenstromes auf den Sedimenttransport ist nur schwer abzuschätzen. Er strömt am Schelfrand bei ca. 40°W in Bodennähe mit 6 bis 7 cm/s nach Westen (FOLDVIK et al. 1985a). Im östlichen Weddellmeer wurden jedoch Stromgeschwindigkeiten bis $> 40 \text{ cm/s}$ gemessen (CARMACK & FOSTER 1977). GILL (1973) berechnete eine Reduzierung der Geschwindigkeit westlich 24°W um 40 %. Dies müßte zu einer Akkumulation von Feinmaterial aus dem Antarktischen Küstenstrom führen. Weder die Mineralverteilung in der Tonfraktion, noch die Korngrößenverteilung kann dies bestätigen. Sie werden jedoch am Kontinentalrand vermutlich durchgehend mehr oder minder vom ISW beeinflusst, wodurch mögliche Signale verschleiert sein könnten.

5.2.2.3. Biogene Produktion und Überlieferung

Die Verteilung der biogenen Komponenten in den Sedimenten wird bestimmt durch (1) deren Produktion, (2) deren biologische, chemische und/oder mechanische Zerstörung, (3) deren Umlagerung und (4) deren Verdünnung mit terrigenen und/oder anderen biogenen Komponenten.

Das auffälligste Ergebnis der Komponentenanalyse in der Grobfraktion ist die karbonatreiche Zone zwischen ca. 600 m und 1200 m Wassertiefe. In dieser Zone

weisen alle karbonatischen biogenen Komponenten ihr deutliches Häufigkeitsmaximum auf (Abb. 18 - 20).

Die biogene Produktion im Oberflächenwasser des Untersuchungsgebietes weist keine großen Unterschiede auf, wie aus den sehr homogenen Verhältnissen der stabilen Kohlenstoffisotope in den planktischen *Neogloboquadrina pachyderma* abzuleiten ist (Kap. 5.2.1.2.). Da sich die karbonatreiche Zone jedoch mit dem Kern des Antarktischen Küstenstromes im Untersuchungsgebiet deckt (GILL 1973), erscheint es naheliegend, daß an ihn in besonderem Maße eine Karbonatproduktion gebunden ist.

Hohe karbonatische Benthosgehalte wurden im Weddellmeer dort festgestellt, wo das oberflächennahe Östliche Schelfwasser (ESW) des Antarktischen Küstenstromes den Meeresboden erreicht. So beschreiben ELVERHØI & ROALDSET (1983), VOSS (1988) und HAIN (1990) reiche Bryozoenvorkommen auf dem östlichen Weddellmeerschelf. Am oberen östlichen Hang der Filchner-Rinne, wo der nach Süden abgezweigte Arm des Antarktischen Küstenstromes fließt, treten ebenfalls Bryozoen auf (MELLES 1987; VOSS 1988). Dabei deckt sich jeweils die Verbreitung der Bryozoen mit einer von ANDERSON (1975a, b) beschriebenen Zone hoher Gehalte planktischer und kalkiger benthischer Foraminiferen, die er auf eine hohe Karbonatproduktion im Oberflächenwasser zurückführt. Dieser Zusammenhang deutet sich auch aus den sehr ähnlichen Verteilungen der planktischen und kalkigen benthischen Foraminiferen im Untersuchungsgebiet an (Abb. 18 und 19).

Die sehr hohen Karbonatgehalte bis 55 % am oberen Kontinentalhang stellen nach dem bisherigen Kenntnisstand im Weddellmeer eine Ausnahme dar. Daher können sie nicht alleine die Folge einer hohen Karbonatproduktion im Oberflächenwasser des Antarktischen Küstenstromes sein, sondern es müssen weitere Faktoren die Produktion am Meeresboden begünstigen. Neben den kalkigen Foraminiferen sind die Bryozoen und Seepocken maßgeblich an der Karbonatproduktion beteiligt. Beide Faunengruppen sind vermutlich durch ihre Ernährungsweise als Filtrierer von stärkeren Wasserbewegungen abhängig. So werden vom südlichen Weddellmeerschelf Bryozoen aus einem Bereich mit sehr starken Tidenströmen (> 40 cm/s) beschrieben (VOSS 1988). Die Seepockenart *Bathylasma corolliforme* (Abb. 14a) tritt am Schelfrand des Rossmeeres ebenfalls in einem hochenergetischen Strömungsmilieu auf (BULLIVANT 1967). Sie benötigt neben starker Wasserbewegung Hartsubstrat als Siedlungsgrund, z.B. größere Steine, sowie aufgrund ihrer Lebensweise eine geringe Sedimentationsrate (W. KLEPAL, Wien, mdl. Mtlg. 1990). Dieses, ebenso wie die Verbreitung der Bryozoen und Seepocken in den Bereichen, wo das ISW bodennah strömt, belegen den fördernden Einfluß des ISW auf deren Wachstum.

Ein weiterer, die hohen Karbonatgehalte begünstigender Faktor ist in den Sedimentationsraten zu sehen. Sie dürften in den Reliktsedimenten bei den bodennahen ISW-Strömen als Folge der Abreichung des Feinmaterials besonders gering sein. Dies könnte zu einer erheblichen relativen Anreicherung der in den Grobfraktionen vertretenen karbonatischen Komponenten führen.

BERGER (1968) zeigte, daß mit einer erhöhten karbonatischen Oberflächenproduktion ein Sinken der Kalzitkompensationstiefe (CCD) verbunden ist, jedoch auch ein Anstieg der Lysokline durch einen erhöhten C_{org} -Fluß. Karbonatlösung dürfte jedoch im Einflußbereich des bodennahen ISW-Stroms stark reduziert oder ausgeschlossen sein, da die hohen Stromgeschwindigkeiten des ISW vermutlich die Akkumulation organischer Substanz einschränken, wodurch die CO_2 -Konzentration im Wasser/Sediment-Grenzbereich und damit die Karbonatlösung verringert würde. Außerdem entsteht das ISW unter dem Schelfeis und kann auf dem kurzen Weg zum Kontinentalrand sicher nur wenig CO_2 durch Oxidation von C_{org} aufgenommen haben.

Eine besonders starke mechanische Zerstörung der karbonatischen Komponenten, die als Folge der hohen Stromgeschwindigkeiten des ISW erwartet werden könnte, wurde nicht beobachtet. Die pflasterartige Bedeckung der GKG-Oberflächen mit bis zu 8 cm langen Totschalen der Seepockenart *B. corolliforme* an den Stationen PS1417 und PS1492 deutet jedoch auf eine Umlagerung hin. Die beiden Stationen liegen in einer Wassertiefe von ca. 1100 m am oberen Hang. Etwa 20 km südwestlich befindet sich in ca. 400 m Wassertiefe am Schelfrand die Station PS1611. Dort waren im GKG lebende Exemplare von *B. corolliforme* enthalten.

In den Wassermassen des Untersuchungsgebietes sind durchgehend ausreichend Nährsalze (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988) und Sauerstoff (VOSS 1988; M. KLAGES mdl. Mtlg. 1990) vorhanden. Die geringen Gehalte karbonatischer biogener Komponenten außerhalb der karbonatreichen Zone, auf dem südlichen Schelf und am unteren Kontinentalhang, können daher primär folgende Ursachen haben:

- Die Karbonatproduktion im Oberflächenwasser könnte auf den schmalen Antarktischen Küstenstrom am Schelfrand und oberen Kontinentalhang konzentriert sein;
- Für filtrierende Organismen (u.a. Bryozoen und Seepocken) ist möglicherweise die Strömungsintensität in diesen Wassermassen nicht ausreichend;
- In den schlecht sortierten Schelfsedimenten und insbesondere in den mit Feinmaterial gegenüber dem IRD angereicherten Sedimenten vom unteren Kontinentalhang dürften höhere Akkumulationsraten vorherrschen, als in den stark von Feinmaterial abgereicherten Sedimenten in den bodennahen ISW-Strömen; damit könnte eine Verdünnung der biogenen Komponenten verbunden sein;
- Sowohl für das Westliche Schelfwasser (WSW) und das Antarktische Bodenwasser (AABW), als auch für das Warme Tiefenwasser (WDW) und das Modifizierte Warme Tiefenwasser (MWDW) wird Karbonatlösung im Oberflächensediment angenommen (ANDERSON 1975a; MACKENSEN et al. im Druck); sie könnte durch einen erhöhten C_{org} -Eintrag als Folge geringerer Stromgeschwindigkeiten und eine erhöhte CO_2 -Aufnahme durch das höhere Alter dieser Wassermassen begünstigt sein.

Während das ISW somit eine Karbonatproduktion und Überlieferung begünstigt, hat es auf die Radiolarien, die in den Bereichen der ISW-Ströme Minima aufweisen, offensichtlich einen limitierenden Einfluß (Abb. 21). Dies könnte die Folge einer Opallösung und/oder einer Abreicherung der meist < 315 µm großen, perforierten Skelette durch die hohen Stromgeschwindigkeiten des ISW sein. Eine Verschleppung in größere Wassertiefen durch das ISW deutet sich auch bei den planktischen Foraminiferen an (Abb. 18).

5.2.3. Rezenter gravitativer Sedimenttransport

Gravitative Transportprozesse, Trübestrome (Turbidite), Rutschungen oder Gleitungen, sind an den antarktischen Kontinentalhängen verbreitet (WRIGHT et al. 1979; WRIGHT & ANDERSON 1982). Auf den Kontinentalschelfen sollen sie an den Flanken von Schelfübertiefungen auftreten. In der Filchner-Rinne (Abb. 1) sind sie jedoch umstritten (MELLES 1987; FÜTTERER et al. 1988).

Gravitativer Massentransport in der jüngsten Vergangenheit könnte theoretisch die Zusammensetzung der Oberflächensedimente sehr stark beeinflussen und zu Fehlern bei der in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Interpretation geführt haben. Allein aus dem geologisch sehr kurzen Ablagerungszeitraum von einigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten, der mit den Oberflächensedimenten erfaßt wurde (Kap. 6.2.1.), erscheinen gravitative Sedimentumlagerungen unwahrscheinlich. Daneben gibt es weitere Hinweise darauf, daß die Oberflächensedimente davon unbeeinflusst sind.

- Die ungestörten Sedimentoberflächen der Kastengreifer enthielten fast ausnahmslos lebendes Makrobenthos;
- Die karbonatischen biogenen Komponenten haben ihre Häufigkeitsmaxima in einer W-E-streichenden Zone am oberen Kontinentalhang, die nicht erkennbar unterbrochen ist (Abb. 18 - 20); dort treten Bryozoen und Seepocken in Lebendstellung auf;
- Die grobkörnigen Reliktsedimente am Kontinentalrand können keine proximalen Ablagerungen aus gravitativem Sedimenttransport darstellen, weil sie sich bis auf den sehr flachen Kontinentalschelf erstrecken (Abb. 15);
- Die Tonfraktion am unteren Kontinentalhang weist eine deutlich andere Zusammensetzung auf als am oberen Hang (Abb. 22 - 28); sie kann daher nicht von dort zugeführt sein.

Sedimentumlagerungen durch gravitative Transportprozesse können daher für die Oberflächensedimente ausgeschlossen werden.

6 Untersuchung der Sedimentkerne

Von neun Stationen wurden neben den Großkastengreifern (GKG) auch die Schwerelotkerne (SL) umfassend sedimentologisch bearbeitet. Nach den Beschreibungen und den Analyseergebnissen wurde das Kernmaterial jeder Station parallelisiert und zu einer vollständigen Sedimentabfolge zusammengefaßt (Abb. 2; Kap. 10.12.). Anhand der Abfolgen lassen sich die Veränderungen in den glaziologischen und hydrographischen Verhältnissen und in den Liefergebieten studieren und deren Entwicklung zu den rezenten Umweltbedingungen, die in den Oberflächensedimenten dokumentiert sind, rekonstruieren.

6.1. Darstellung der Ergebnisse

Ein Großteil der Ergebnisse aus den Sedimentkernen ist in Kerndiagrammen am Ende dieses Kapitels zusammenfassend dargestellt (Abb. 37 - 54; S. 70 - 89). Daher werden im folgenden nur generelle Trends und Abhängigkeiten zwischen den Sedimentparametern aufgezeigt sowie teilweise deren Bedeutung für die Interpretation der Ergebnisse diskutiert. Die Tabelle 2 gibt eine Übersicht über die Sedimentparameter, die an fast allen der neun umfangreich bearbeiteten Stationen bestimmt wurden, mit ihren Schwankungsbreiten, Mittelwerten sowie der Analysenanzahl.

6.1.1. Sedimentfarbe und Sedimentstruktur

Die obersten Zentimeter der Sedimente zeigen mit olivgrau (5Y5/2 und 5Y4/2; MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954) sowie oliv (5Y5/3 und 5Y4/3) einheitlich relativ helle Sedimentfarben. In größeren Sedimenttiefen sind dunklere Sedimentfarben verbreitet, überwiegend dunkelgrau (5Y4/1 und N4), sehr dunkelgrau (5Y3/1), dunkel olivgrau (5Y3/2) und dunkel grünlichgrau (5GY4/1), in die teilweise hellere Horizonte eingeschaltet sind.

Mit Hilfe der Radiographien lassen sich intensiv bioturbate, gut geschichtete bis laminierte und strukturlose Sedimente unterscheiden. Alle oberflächennahen Sedimente, teilweise auch Horizonte in größeren Kerntiefen, zeigen intensive Bioturbation und nur vereinzelt undeutliche Schichtung. Sie weisen häufig helle oder grünliche Sedimentfarben auf. Für die laminierten, selten schwach bioturbaten Sedimente sind dunkle Sedimentfarben charakteristisch. Sie wechsellagern mit den intensiv bioturbaten Horizonten. An sechs Stationen treten strukturlose Sedimente auf. Mit dunkelgrau (5Y4/1) und sehr dunkelgrau (5Y3/1 und N3) weisen sie ein auffällig geringes Spektrum dunkler Farben auf.

6.1.2. Korngrößenverteilung und Eisfrachtverteilung

Der generelle Trend zu feinkörnigeren Sedimenten mit zunehmender Wassertiefe, wie er sich bei den Sedimentoberflächen zeigt (Kap. 5.1.2.), ist auch in den Sedimentkernen zu beobachten. Jedoch können im unteren Hangbereich grobkörnige, am Schelfrand feinkörnige Horizonte, z.T. mit scharfen oberen und/oder unteren Grenzen, eingeschaltet sein. Die strukturlosen Sedimente zeigen überwiegend grob-

Tab. 2: Übersicht über die an den Sedimentkernen bestimmten Sedimentparameter mit ihren Schwankungsbreiten, Mittelwerten und der Analysenanzahl. Die Ergebnisse der semi-quantitativen Grob- und Siltkornanalysen, der ¹⁴C-Datierungen, der paläomagnetischen Messungen sowie der ²³⁰Th-Bestimmung sind nicht dargestellt.

Sedimentparameter	Schwankungsbreite		Mittelwert	Analysenanzahl
	Minimum	Maximum		
IRD-Wert [Kornz. > 2 mm / 10 cm ³]	0	21	1,5	3779
Kies [%]	0	45,7	1,7	373
Sand [%]	0,1	97,7	19,7	373
Silt [%]	1,2	73,8	67,3	373
Ton [%]	0,2	67,3	40,4	373
Median [Phi°]	0,3	9,9	7,7	204
Mean [Phi°]	0,5	9,6	7,7	204
Sortierung [Phi°]	0,69	4,44	2,54	204
Schiefe	-0,52	0,76	0,00	204
Kurtosis	0,63	2,41	0,91	204
Vol.-suszept. je Zentimeter [SI]	75	1280	369	3721
Vol.-suszept. an Einzelproben [SI]	177	2705	495	189
Wassergehalt [% / Tr.-sed.]	13,0	135,7	50,0	461
Porosität [%]	25,4	78,4	54,3	460
Feuchtraumdichte [g/cm ³]	1,35	2,22	1,75	460
Korndichte [g/cm ³]	2,39	2,79	2,60	460
Karbonatgehalt [%]	0,09	31,69	2,76	461
C _{org} -Gehalt [%]	0,02	0,96	0,44	461
Smektit [%]	1,2	18,0	7,0	333
Illit [%]	38,3	76,4	49,5	333
Chlorit [%]	7,7	44,0	34,0	333
Kaolinit [%]	0,4	14,5	9,5	333
Smektit / MoS ₂	0,15	1,56	0,75	333
Illit / MoS ₂	3,93	9,01	5,36	333
Chlorit / MoS ₂	0,62	5,24	3,67	333
Kaolinit / MoS ₂	0,05	1,59	1,02	333
Talk / MoS ₂	0	0,31	0,03	333
Amphibol / MoS ₂	0	0,14	0,02	333
Quarz / MoS ₂	0,11	0,95	0,28	333
Feldspat / MoS ₂	0,17	2,20	0,38	333
Quarz / Feldspat	0,14	1,46	0,86	333
δ ¹⁸ O <i>N. pachyderma</i> [‰]	2,862	5,440	4,338	336
δ ¹³ C <i>N. pachyderma</i> [‰]	-1,797	1,837	0,319	336
δ ¹⁸ O <i>C. bora</i> [‰]	3,708	5,202	4,459	66
δ ¹³ C <i>C. bora</i> [‰]	-1,097	1,494	0,144	66

körnige, schlecht sortierte ($\sigma > 3,1$ Phi°) Korngrößenverteilungen und eine große Homogenität im Kernverlauf. Dagegen sind die gut geschichteten bis laminierten Horizonte häufig gut sortiert mit deutlichen Korngrößenunterschieden zwischen den einzelnen Lagen. Durch ihre z.T. geringen Mächtigkeiten bis deutlich unter 1 mm wurden mit den Korngrößenproben teilweise mehrere Lagen erfaßt; die Analyseergebnisse stellen dann Mittelwerte dar und können die kleinräumigen Schwankungen im Kernverlauf nicht auflösen. In den obersten Zentimetern der Kerne ist in den bioturbaten Sedimenten häufig eine deutliche Tendenz zu größeren Korngrößen in Richtung Sedimentoberfläche zu beobachten.

Die Kieskornzahlen pro 10 cm³ Sediment als Maß für den Anteil primär eistransportierten Materials (IRD) korrelieren mit den Kiesgehalten in Gew.-% der Korn-

größenanalysen. Ihre Quantifizierung je Zentimeter Sedimenttiefe ermöglicht eine hohe Auflösung der Kiesverteilung im Sediment. Die Kiesgehalte nehmen tendenziell von Süden nach Norden ab. Teilweise zyklische Schwankungen in den Sedimentabfolgen können auf Wechsel im Eisfrachteintrag, auf An- bzw. Abreicherung des Feinmaterials oder auf gravitativen Sedimenttransport zurückzuführen sein.

6.1.3. Sedimentphysikalische Eigenschaften

Die Volumenssuszeptibilität, bezogen auf das Naßvolumen der Sedimente, spiegelt den Gehalt an ferrimagnetischen Mineralen wider (NAGATA 1961). Sie zeigt keine signifikanten Korrelationen mit den geotechnischen Parametern Wassergehalt, Feuchtraumdichte und Porosität. Demnach wird sie primär durch die Sedimentzusammensetzung und nur untergeordnet durch den Kompaktionsgrad bestimmt. Dies wird durch Korrelationen mit den Mineralverteilungen in der Tonfraktion bestätigt (Kap. 6.1.6.). Signifikante Abhängigkeiten zu den granulometrischen oder geochemischen Parametern lassen sich nicht feststellen.

Die Korndichten zeigen mit geringeren Werten bei erhöhten Tongehalten eine Abhängigkeit von der Korngrößenverteilung, wie sie auch von GEALY (1971) beschrieben wurde. Der Mittelwert von $2,60 \text{ g/cm}^3$ stimmt gut mit der mittleren Korndichte von $2,62 \text{ g/cm}^3$ überein, welche von HOLLER (1985) an einem Sedimentkern aus dem nordwestlichen Weddellmeer bestimmt wurde.

Die Porosität und die Feuchtraumdichte sind direkte Funktionen von der Korndichte und vom Wassergehalt. Sie werden insbesondere von Schwankungen des Wassergehaltes, nur untergeordnet der Korndichte, beeinflusst (BENNETT & LAMBERT 1971). Dies wird in den hier untersuchten Sedimenten durch sehr gute Korrelationen zwischen den Wassergehalten und den Porositäten ($r = 0,99$) bzw. Feuchtraumdichten ($r = -0,95$) deutlich.

Der Wassergehalt, und damit auch die Porosität und die Feuchtraumdichte eines Sedimentes, werden durch eine Vielzahl von Faktoren beeinflusst (HAMILTON 1969). Es sind dies vor allem die Korngrößenverteilung, die Kornform, die Sedimentationsrate, die Sedimentstruktur und der Überlagerungsdruck. Der Einfluß der Korngrößenverteilung spiegelt sich in einer deutlichen positiven Korrelation der Tongehalte mit den Porositäten ($r = 0,82$) und negativen Korrelation mit den Feuchtraumdichten ($r = -0,81$) wider (Abb. 31). Für diese Untersuchung der Korngrößenabhängigkeit wurden bei z.T. ungleichen Probertiefen der geotechnischen Analysen und der granulometrischen Analysen die Werte durch lineare Interpolation zwischen benachbarten Proben ermittelt.

Die vermutlich ungestörte, sehr homogene Sedimentabfolge an der Station PS1498 ermöglicht eine Abschätzung des Überlagerungseinflusses auf die Porosität und die Feuchtraumdichte (Abb. 32). Mit Ausnahme einer Siltlinse bei 545 cm und einer kiesigen Sandlinse bei 764 cm, welche hier ausgeschlossen wurden, treten zwischen 80 cm und 880 cm Sedimenttiefe nur geringe Schwankungen in den Korngrößen-

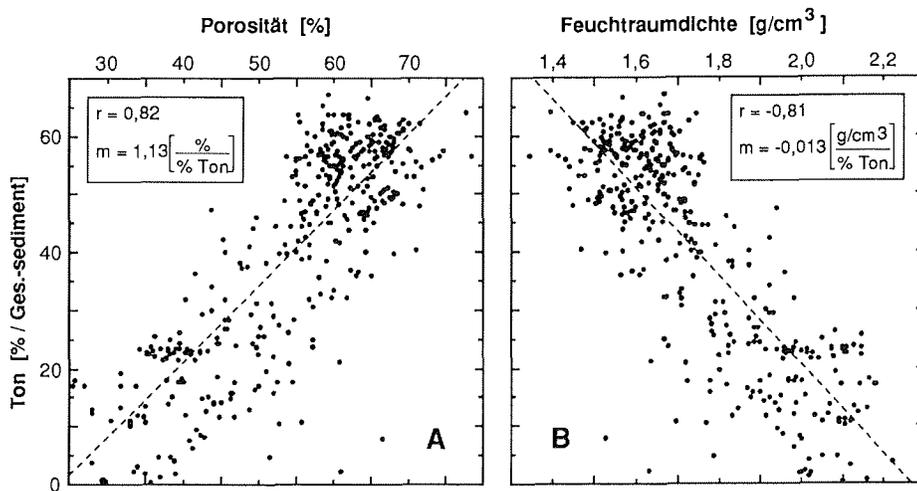


Abb. 31: Korrelationsdiagramme der Porosität (A) und der Feuchtraumdichte (B) mit dem Tongehalt. Es zeigt sich eine eindeutige Abhängigkeit der geotechnischen Parameter vom Tongehalt.

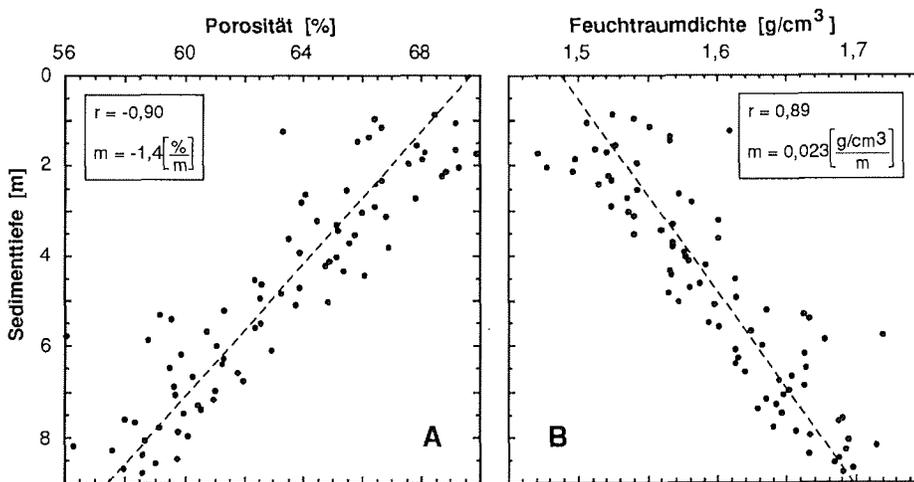


Abb. 32: Abschätzung des Überlagerungseinflusses auf die Porosität (A) und die Feuchtraumdichte (B) am Beispiel der Station PS1498. Der gewählte Kernabschnitt weist mit Ausnahme von zwei Proben, welche nicht berücksichtigt wurden, eine große lithologische Homogenität auf (Abb. 41); der Korngrößeneinfluss ist damit weitgehend vernachlässigbar.

parametern auf (Abb. 41). Da damit Korngrößeneinflüsse weitgehend vernachlässigbar sind, lassen sich die Abnahme der Porosität ($-1,4 \text{ \%}/\text{m}$ bei $r = -0,90$) und die Zunahme der Feuchtraumdichte ($0,023 \text{ g cm}^{-3}/\text{m}$ bei $r = 0,89$) mit zunehmender Kerntiefe im wesentlichen auf den Einfluß der Überlagerung zurückführen. Eine Korrektur mit diesen Konstanten erhöht deutlich die Korrelation zwischen Ton-

gehalt und Porosität von $r = 0,82$ zu $r = 0,88$ sowie zwischen Tongehalt und Feuchtraumdichte von $r = -0,81$ zu $r = -0,87$ (Abb. 33).

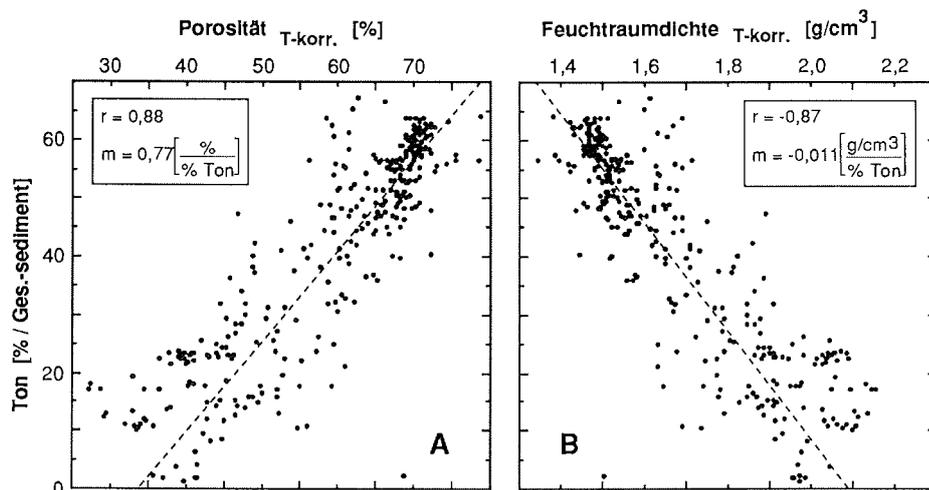


Abb. 33: Korrelationsdiagramme der tiefenkorrigierten Porosität (A) und Feuchtraumdichte (B) mit dem Tongehalt. Die Tiefenkorrektur erfolgte mit den Steigungen der Regressionsgeraden aus Abb. 32. Die Korrektur führt zu deutlich erhöhten Korrelationen der Porosität (von $r = 0,82$ zu $r = 0,88$) und der Feuchtraumdichte (von $r = -0,81$ zu $r = -0,87$) mit dem Tongehalt (vgl. Abb. 31).

Abweichungen der einzelnen Datenpunkte von den Regressionsgeraden in Abbildung 33 liefern Hinweise über den Kompaktionsgrad der Sedimente. Eine isolierte Betrachtung der einzelnen Sedimentabfolgen zeigt, daß zusammenhängende Bereiche in einigen Sedimentkernen bei gleichem Tongehalt gegenüber den Regressionsgeraden geringere Porositäten und höhere Feuchtraumdichten aufweisen. Diese stärker kompaktierten Sedimente sind in den Kernen vom Schelfrand und an der Basis einiger Kerne vom Kontinentalhang verbreitet.

6.1.4. Karbonat- und C_{org} -Gehalt

In den intensiv bioturbaten Horizonten treten häufig geringere Karbonatgehalte auf als in den geschichteten oder strukturlosen Sedimenten. Eine Ausnahme bilden die obersten Zentimeter der oberflächennahen bioturbaten Horizonte, in denen häufig ein deutlicher Anstieg zu beobachten ist. Die Karbonatgehalte weisen z.T. auffällige Diskrepanzen zu den Häufigkeiten der karbonatischen biogenen Komponenten in den Grobfraktionen auf; sie werden in Kapitel 6.1.5. diskutiert. Zu den granulometrischen Parametern und Mineralverteilungen in der Tonfraktion lassen sich keine signifikanten Abhängigkeiten feststellen.

Die C_{org} -Gehalte zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Korngrößenverteilung; sie sind mit den Tongehalten positiv korreliert ($r = 0,74$). Als Folge davon spiegeln sich die Korrelationen der Tongehalte mit den geotechnischen Parametern

(Kap. 6.1.3.) auch bei den C_{org} -Gehalten wider. Außerdem treten schwache Korrelationen mit einigen Mineralverteilungen in der Tonfraktion auf. Sie deuten darauf hin, daß Wechsel im Liefergebiet der Tonfraktion mit Veränderungen im C_{org} -Eintrag oder in der C_{org} -Überlieferung einhergehen (Kap. 6.1.6.).

6.1.5. Komponentenverteilung in der Grob- und Siltfraction

In den Sedimentkernen wurde die Komponentenverteilung in den Grob- und Siltfractionen semiquantitativ bestimmt. Die ermittelten Häufigkeitsgruppen sind in den Kerndiagrammen in Form von unterschiedlichen Balken dargestellt (Abb. 37 - 54, S. 70 - 89).

Die Gehalte der terrigenen Komponenten in den Kernen korrelieren wie bei den Oberflächenproben (Kap. 5.1.4.) mit den Korngrößenverteilungen. Davon unabhängige Schwankungen lassen sich nicht auflösen. Die Anteile der biogenen Komponenten am Gesamtsediment betragen i.d.R. nur wenige Prozente. Ihre Häufigkeiten unterliegen jedoch in den Kernen teilweise deutlichen Schwankungen.

Die Häufigkeiten der kieseligen Organismenreste, Schwammnadeln, Diatomeen- und Radiolarienskelette, zeigen in den Kernen ähnliche Verteilungsmuster. Einheitlich ist allen untersuchten Stationen ein Maximum nahe den Sedimentoberflächen. Teilweise treten in größeren Tiefen erneut hohe Gehalte auf.

Die agglutinierenden Foraminiferen haben ebenfalls nahe den Sedimentoberflächen ihr deutliches Häufigkeitsmaximum. Unterhalb weniger Dezimeter Sedimenttiefe fehlen sie oder sind in sehr geringen Konzentrationen vertreten. Dann besteht die agglutinierende Foraminiferenfauna häufig fast ausschließlich aus der Art *Miliammina arenacea* (Abb. 14c).

Die planktischen und kalkigen benthischen Foraminiferen zeigen sehr ähnliche Verteilungen. Sie sind fast durchgehend, jedoch in unterschiedlichen Häufigkeiten, in allen Sedimentkernen vertreten. Dabei enthalten die Kerne vom Schelfrand allgemein höhere Gehalte an benthischen Foraminiferen, am unteren Kontinentallhang überwiegen die planktischen Foraminiferen. Vereinzelt auftretende Bryozoen, Seepocken, Mollusken, Ostrakoden und Seeigelstachel sind auf Horizonte beschränkt, die auch hohe Gehalte an kalkigen Foraminiferen aufweisen.

Die Verteilung der karbonatischen biogenen Komponenten in der Grobfraktion weicht teilweise deutlich von den im Gesamtsediment gemessenen Karbonatgehalten ab (Kap. 6.1.4.). Diese Diskrepanz wurde exemplarisch an der Sedimentabfolge der Station PS1498 untersucht, in der bei ca. 1,6 m Tiefe die Karbonatgehalte einen deutlichen Anstieg von < 1 % auf 3 - 6 % aufweisen (Abb. 41). Dort überschreiten i.d.R. die Karbonatgehalte die Anteile der Grobfraktionen an den Sedimenten. Außerdem spiegeln sich im Kernverlauf die Schwankungen der karbonatischen Foraminiferen nicht in den Karbonatgehalten wider. Andere biogene karbonatische Komponenten treten an dieser Station nicht auf.

An acht Proben mit unterschiedlichen Foraminiferengehalten wurden die Karbonatgehalte am Gesamtsediment und in den Ton- und Siltfraktionen gemessen. Die Karbonatgehalte in den Grobfraktionen ($> 63 \mu\text{m}$) ergaben sich aus den Differenzen zwischen den Gehalten in den Gesamtsedimenten und in den Feinfraktionen ($< 63 \mu\text{m}$). Anschließend wurden die relativen Anteile in den Fraktionen am Gesamtsediment berechnet (Tab. 3).

Tab. 3: Relativer prozentualer Anteil an Karbonat in den Ton-, Silt- und Grobfraktionen von acht Proben der Station PS1498 die deutlich unterschiedliche Gehalte an kalkigen Foraminiferen in den Grobfraktionen aufweisen.

Sedimenttiefe [cm]	Gehalt (Anzahl) an kalkigen Foraminiferen	Karbonatgehalt am Ges.-sedim. [Gew. %]	Karbonatanteil i. d. Tonfrakt. [rel. %]	Karbonatanteil i. d. Siltfrakt. [rel. %]	Karbonatanteil i. d. Grobfrakt. [rel. %]
165	sehr hoch (>80)	3,79	19,0	16,2	64,6
520	sehr hoch (>80)	3,03	15,5	30,7	53,5
253	hoch (30-80)	4,14	29,7	39,9	30,2
373	hoch (30-80)	4,19	32,0	29,8	38,2
233	mittel (10-30)	3,52	28,7	34,4	36,9
433	mittel (10-30)	5,64	36,0	35,8	28,2
313	gering (<10)	4,40	33,9	35,7	30,5
898	gering (<10)	3,69	22,0	42,6	35,2

In Proben mit sehr hohen Foraminiferengehalten ist das Karbonat stärker in der Grobfraktion konzentriert. In Proben mit geringen Foraminiferengehalten weisen die Ton-, Silt- und Grobfraktionen etwa gleich hohe Karbonatgehalte auf (Tab. 3). Da in den Smear Slides äußerst selten Bruchstücke karbonatischer Foraminiferen enthalten sind, wird die Karbonatverteilung durch die Verbreitung kalkiger Foraminiferen beeinflusst, jedoch im wesentlichen durch einen detritischen Karbonateintrag bestimmt. In den Grobfraktionen der Proben unterhalb 1,6 m Sedimenttiefe sind hohe Anteile an Bruchstücken von Karbonatgesteinen, Mergeln und Sandsteinen mit karbonatischen Bindemitteln vertreten, teilweise auch einzelne, isolierte Kalzitkristalle. Diese Komponenten sind in den Proben mit geringen Karbonatgehalten oberhalb 1,6 m Sedimenttiefe nur sehr selten anzutreffen. Die hohen Karbonatgehalte in allen Fraktionen belegen, daß sich der detritische Karbonateintrag nicht nur auf die Grobfraktionen beschränkt, sondern auch die Silt- und Tonfraktion beeinflusst.

Schwankungen im Karbonatgehalt können somit in den untersuchten Sedimenten nur in Verbindung mit der Verteilung biogener karbonatischer Komponenten interpretiert werden. Die Übergänge von höheren zu geringeren detritischen Karbonatgehalten lassen sich auf Veränderungen des Liefergebietes oder des Lösungsverhaltens der Wassermassen zurückführen.

6.1.6. Mineralverteilung in der Tonfraktion

Von den Tonmineralen Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit wurden sowohl die prozentualen Anteile an der Summe dieser vier Minerale, als auch deren Verhältnisse zu einem internen MoS_2 -Standard berechnet. Voneinander abweichende

Schwankungen der Parameter würden auf Diskrepanzen zwischen der absoluten Akkumulation eines Minerals und der Akkumulation relativ zu der anderer Tonminerale hindeuten. Die prozentualen Anteile von Smektit und Kaolinit korrelieren sehr gut mit deren Verhältnissen zum MoS_2 -Standard ($r = 0,94$ bzw. $r = 0,96$). Dagegen sind die Korrelationen beim Chlorit ($r = 0,83$) und Illit ($r = 0,79$) weniger eindeutig. Diese Minerale stellen mit ca. 20 - 40 % bzw. 40 - 80 % die Hauptkomponenten der Tonminerale dar. Da an den Oberflächenproben und in den einzelnen Kernen vergleichbare regionale Verteilungen oder Kurvenverläufe auftreten, wird davon ausgegangen, daß die geringeren Korrelationen im wesentlichen die Folge eines größeren methodischen Fehlers bei hohen Gehalten der Minerale in der Tonfraktion sind.

In den Sedimentkernen vom unteren Kontinentalhang zeigen die Minerale, die in den Oberflächenproben deutliche regionale Unterschiede aufweisen, ausgeprägte zyklische Häufigkeitsschwankungen (Illit, Kaolinit, Talk, Amphibole, Quarz, Feldspäte; Kap. 5.1.5.). In westlicher Richtung und mit zunehmender Nähe zum Schelf erhöht sich in den Kernen die Homogenität der Mineralverteilungen.

Bei einigen Mineralen treten Korrelationen mit den C_{org} -Gehalten der Sedimente auf. Sie sind schwach positiv beim Kaolinit ($r = 0,38$) und schwach negativ beim Illit ($r = -0,23$), beim Talk ($r = -0,37$), bei den Amphibolen ($r = -0,37$) und bei den Feldspäten ($r = -0,36$). Da sich keine Abhängigkeiten der Mineralverteilungen in der Tonfraktion von den Korngrößenverteilungen zeigen, können die Korrelationen mit den C_{org} -Gehalten nicht auf deren Bindung an hohe Tongehalte (Kap. 6.1.4.) zurückgeführt werden. Vielmehr deuten sie auf Schwankungen im C_{org} -Eintrag oder in der C_{org} -Überlieferung in Zusammenhang mit Veränderungen in der Akkumulation der Minerale hin. In gleicher Weise liefern negative Korrelationen der Volumenssuszeptibilität mit dem Kaolinit ($r = -0,43$) und dem Quarz ($r = -0,41$), sowie positive Korrelationen mit dem Illit ($r = 0,45$), dem Talk ($r = 0,49$), den Amphibolen ($r = 0,45$) und den Feldspäten ($r = 0,22$) einen Hinweis darauf, daß eine veränderte Akkumulation der Minerale mit einem veränderten Eintrag magnetischer Komponenten einherging.

6.1.7. Datierungen und Isotopenmessungen

Die Datierung spätquartärer Sedimente von den antarktischen Kontinentalrändern bereitet bis heute sehr große Schwierigkeiten. Limitierender Faktor ist vor allem die Fossilarmut, welche paläontologische Datierungen, ^{14}C -Datierungen oder Messungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope ausschließen kann. Daher beschränken sich die geologischen Untersuchungen häufig auf lithostratigraphische Korrelationen zwischen den Sedimentkernen und Interpretationen der Sedimentfazies (u.a. ANDERSON et al. 1979, 1980a, 1983a, 1984; DOMACK 1982; MELLES 1987; FÜTTERER et al. 1988).

Am Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres konnten in den letzten Jahren einige Sedimentkerne über ^{14}C -Datierungen, Messungen der stabilen Sauerstoffisotope, Bestimmungen der Aktivität des Radionuklids ^{230}Th oder paläo-

magnetische Messungen zeitlich eingestuft werden (ELVERHØI 1981; GROBE 1986; MACKENSEN et al. 1989; GROBE et al. 1990). Im südlichen Weddellmeer beschränken sich die Datierungen bisher auf zwei ^{14}C -Alter aus Sedimentkernen vom Kontinentalrand (ELVERHØI 1981).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden verschiedene Methoden angewendet, die z.T. ausschließlich der Datierung der Sedimente dienen (^{14}C -Datierung und Paläomagnetik), z.T. zusätzlich Informationen über die Paläoproduktion oder Paläozeanographie liefern (^{230}Th -Aktivität sowie stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope). Die Ergebnisse sind in den folgenden Kapiteln beschrieben. Zusätzlich wurde eine zeitliche Einstufung der oberen 1,5 m an der Station PS1498 über eine Biofluktuationsstratigraphie mit der Radiolarienart *Cycladophora davisiana* versucht, deren Verbreitungsmaxima möglicherweise Glazialzeiten zugeordnet werden können (HAYS et al. 1976a, b; ABELMANN & GERSONDE 1988; GRÜNIG 1990). Es treten zwar ausreichende Radiolariengehalte in dem Sedimentabschnitt auf, *C. davisiana* war jedoch nur in einer Probe in sehr geringer Anzahl enthalten (A. ABELMANN mdl. Mtlg. 1990).

6.1.7.1. ^{14}C -Datierungen

Das Oberflächenwasser der Antarktis weist im Vergleich zur Atmosphäre ein ^{14}C -Defizit auf (u.a. OMOTO 1972; WEISS et al. 1979). Das Defizit wird auf Mischung des Oberflächenwassers mit älterem, ^{14}C -ärmerem Tiefenwasser (BROECKER 1963) oder Schmelzwasser (OMOTO 1983) zurückgeführt. Eine weitere Ursache wird in dem reduzierten CO_2 -Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre als Folge der Meereisbedeckung gesehen (WEISS et al. 1979). Ausgehend von der Primärproduktion im Oberflächenwasser über die gesamte Nahrungskette spiegelt sich das ^{14}C -Defizit auch in den Karbonatschalen der benthischen Organismen wider. Dies resultiert in ^{14}C -Altern von Rezentproben zwischen 800 und 2.000 Jahren (u.a. YOSHIDA & MORIWAKI 1979; STUIVER et al. 1981; MICHEL & DRUFFEL 1983).

Vor diesem Hintergrund wurden Bryozoen von der Station PS1418 am oberen Kontinentalhang (Abb. 2) datiert. Sie wurden in Lebendstellung von der ungestörten GKG-Oberfläche entnommen und können daher als rezent angesehen werden. Die Analyse erbrachte ein ^{14}C -Alter von 1.250 Jahren. Eine Korrektur der anderen ^{14}C -Datierungen mit diesem Rezentalter kann nur eine Annäherung an das tatsächliche Alter der Karbonatschalen darstellen. Für die geologische Vergangenheit sind große Unterschiede in der Genese der Wassermassen im Untersuchungsgebiet anzunehmen, was andere ^{14}C -Alter zur Folge haben kann (BROECKER et al. 1988a; BARD 1988). Außerdem können verschiedene karbonatbildende Organismenarten unter vergleichbaren Umweltbedingungen unterschiedliche ^{14}C -Alter aufweisen (BROECKER et al. 1988b).

An der Station PS1612 am oberen Kontinentalhang (Abb. 2) weisen die obersten ca. 30 cm der korrelierten Sedimentabfolge (GKG und SL) sehr hohe Karbonatgehalte auf (> 20 Gew.-%), die primär von Bryozoen herrühren. Eine ^{14}C -Datierung aus 28 bis 34 cm Sedimenttiefe (3 bis 9 cm im SL) erbrachte ein Alter von 4.900 Jahren. Das

mit dem Oberflächenergebnis der Station PS1418 korrigierte Alter von 3.650 Jahren markiert etwa den Beginn des Bryozoenwachstums. Zwei weitere Datierungen zeigen mit geringeren Sedimenttiefen jeweils jüngere Sedimentalter.

Tab. 4: Ergebnisse der ^{14}C -Datierung. HD-Nrn. = Inst. f. Umweltphysik in Heidelberg, AMS-Nrn. = AMS-Datierungen an der ETH Zürich. Die Analysen wurden von B. KROMER (Heidelberg) durchgeführt.

Proben-Nr.	Stations-Nr.	Gerät	Sedimenttiefe [cm]	Material	Gewicht	^{14}C -Alter [Jahre]	^{14}C -Alter korr. [Jahre]
HD 13269	PS1612-1	GKG	12-14	Bryozoen	23,8 g	2 365 ± 35	1.115 ± 35
HD 13271	PS1612-1	GKG	26-28	Bryozoen	30,9 g	3.290 ± 45	2.040 ± 45
HD 13272	PS1612-2	SL	3-9	Bryozoen	19,1 g	4.900 ± 50	3.650 ± 50
HD 13273	PS1418-1	GKG	Oberfl.	Bryozoen	25,6 g	1.215 ± 30	0 ± 30
HD 13275	PS1611-1	GKG	9-36	<i>B. corolliforme</i>	8,7 g	12.000 ± 1.000	10.785 ± 1.000
HD 13276	PS1621-1	GKG	18-27	<i>B. corolliforme</i>	47,1 g	8.790 ± 45	7.540 ± 45
AMS 1	PS1498-2	SL	161-170	<i>N. pachyderma</i>	63,2 mg	15.250 ± 125	14.000 ± 125
AMS 2	PS1498-2	SL	225-250	<i>N. pachyderma</i>	46,1 mg	15.200 ± 125	13.950 ± 125

Die Station PS1611 befindet sich am Rand des Kontinentalschelfes, im Westen des Untersuchungsgebietes (Abb. 2). An dieser Station überlagern 7 cm mächtige Sande strukturlose, sehr schlecht sortierte, stark kompaktierte Sedimente. In beiden Sedimenttypen sind Karbonatschalen der Seepockenart *Bathylasma corolliforme* (Abb. 14a) verbreitet, an der Sedimentoberfläche auch lebende Exemplare. An den Schalen aus den strukturlosen Sedimenten wurde eine ^{14}C -Datierung durchgeführt. Die Auswertung der Analyse war bei Fertigstellung der vorliegenden Arbeit nicht abgeschlossen. Als vorläufiges Ergebnis wurde ein Alter von ca. 12.000 Jahren berechnet, mit einer noch sehr hohen Unsicherheit von ± 1.000 Jahren (B. KROMER mdl. Mtgl. 1990).

Die Station PS1621 liegt etwa 300 km südlich des Untersuchungsgebietes, in 510 m Wassertiefe an der Ostflanke der Filchner-Rinne. Sie war bis zum Südwinter 1986 vom Filchner-Schelfeis bedeckt (s. Abb. 4). An dieser Station treten ebenfalls Seepockenschalen der Art *B. corolliforme* in strukturlosen, schlecht sortierten und stark kompaktierten Sedimenten auf. Hier werden sie von ca. 18 cm normal kompaktierten, sandigen und kiesigen Sedimenten überlagert, die keine Seepockenschalen enthalten. Mit 8.790 Jahren (korrigiert: 7.540) weisen die Seepockenschalen ein holozänes Alter auf.

An der Station PS1498 vom unteren Kontinentalhang erbrachten die beiden Analysen mit der AMS-Methode an Foraminiferen ein fast identisches ^{14}C -Alter, obwohl die Proben um ca. 70 cm unterschiedliche Sedimenttiefen aufweisen (Tab. 4). Eine mögliche Ursache dafür könnte in der Zufuhr resuspendierter und daher älterer Foraminiferen, insbesondere bei der oberen Probe, liegen. Ein solcher Prozeß erscheint jedoch unwahrscheinlich. Die sehr geringen terrigenen Sandgehalte (maximal 2,2 % einschließlich der Foraminiferen) in den Korngrößenproben aus den entsprechenden Horizonten, bei gleichzeitig geringen Grobsiltgehalten (< 2 % in 32 bis 63 μm), stellen wahrscheinlich durch Eis transportierten Detritus (IRD) dar. Bei

einer Größe der Foraminiferen von i.d.R. $> 125 \mu\text{m}$ sind daher Umlagerungen und Zufuhr durch Strömung nicht anzunehmen. Sehr hohe Sedimentationsraten als Folge von gravitativem Sedimenttransport als eine weitere mögliche Ursache für das fast identische ^{14}C -Alter der Proben läßt sich aus der Interpretation der Sedimente ebenfalls nicht ableiten (Kap. 6.2.). Diagenetische Veränderungen, wie sekundäre Kalzitbildung oder Kalzitlösung, wurden im Binokular nicht festgestellt, könnten jedoch nur mit Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM) sicher ausgeschlossen werden. Eine weitere mögliche Erklärung könnten Unterschiede im ^{14}C -Alter des Oberflächenwassers sein, in dem die Foraminiferen gelebt haben.

Die beiden ^{14}C -Alter von der Station PS1498 sind somit nur eingeschränkt interpretierbar. Zum Hangenden der Probe aus 161 - 170 cm Kerntiefe, treten nach 10 bis 30 cm markante Änderungen bei fast allen Sedimentparametern auf. Die ^{14}C -Alter von ca. 15.000 Jahre (korrigiert ca. 14.000 Jahre) der beiden Proben deuten darauf hin, daß diese Änderungen mit dem Ende des Weichselglazials in Verbindung stehen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden von weiteren Proben Karbonatschalen für ^{14}C -Datierungen isoliert. Die Aufbereitung und Messung dieser Proben war bis zur Fertigstellung der Arbeit nicht abgeschlossen. Insbesondere die ^{14}C -Alter von vier Horizonten zwischen 150 cm und 533 cm im SL-Kern PS1498 versprechen für die Zukunft wichtige stratigraphische Informationen über die Sedimentation im Spätpleistozän am Kontinentalhang des südlichen Weddellmeeres.

6.1.7.2. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Mit den globalen Klimaschwankungen im Quartär waren Veränderungen im kontinentalen Eisvolumen verbunden, welche sich in den Verhältnissen der Sauerstoffisotope mariner Karbonate widerspiegeln (EMILIANI 1955; SHACKLETON & OPDYKE 1973). In Glazialzeiten ist das leichte Sauerstoffisotop ^{16}O gegenüber dem schweren ^{18}O im Meerwasser abgereichert, das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis im produzierten Karbonat ist hoch. Auch in den Verhältnissen der Kohlenstoffisotope sind die quartären Klimaschwankungen gespeichert. Interglazialzeiten sind durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse im Ozean gekennzeichnet, da das leichte ^{12}C durch einen höheren Anteil in der terrestrischen Biomasse (SHACKLETON 1977) und/oder in den kontinentalen Schelfsedimenten (BROECKER 1982) gegenüber dem schweren ^{13}C abgereichert ist.

In niederen und mittleren Breiten wurden Sauerstoffisotopenmessungen an Foraminiferen aus zahlreichen Tiefseekernen durchgeführt und für hochauflösende chronostratigraphische Korrelationen herangezogen (u. a. HAYS et al. 1976a, b; SHACKLETON 1977; IMBRIE et al. 1984; MARTINSON et al. 1987; WILLIAMS et al. 1988). Isotopenmessungen in höheren Breiten sind dagegen aufgrund häufig fehlender oder nur lückenhaft auftretender biogener Karbonate noch selten. Südlich der heutigen Antarktischen Polarfront konnten bisher nur wenige Profile in Sediment-

kernen gemessen und mit anderen Datierungsmethoden teilweise auf die globale Isotopenstratigraphie kalibriert werden (LABEYRIE & DUPLESSY 1985; GROBE 1986; MACKENSEN et al. 1989; LABRACHERIE et al. 1989; GROBE et al. 1990; BARD et al. 1990).

In der vorliegenden Arbeit wurden die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral aus dem Kernmaterial von neun Stationen gemessen. Von den drei Stationen am Schelfrand wurden zusätzlich die Isotopenverhältnisse an benthischen Foraminiferen der Art *Cassidulina bionia* bestimmt. Die Messungen erfolgten im Isotopenlabor des AWI durch H. HUBBERTEN und G. MEYER.

Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse sind i.d.R. negativ miteinander korreliert. Vereinzelt treten positive Korrelationen auf. Eine geringe zeitliche Verzögerung der $\delta^{18}\text{O}$ - gegenüber den $\delta^{13}\text{C}$ -Veränderungen ist recht häufig zu beobachten. Einheitlich sind allen Stationen leichte $\delta^{18}\text{O}$ - und schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nahe den Sedimentoberflächen (Abb. 37 - 54).

Unter Vernachlässigung von Extremwerten betragen die Schwankungsbreiten der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse bei den benthischen *C. bionia*, welche an den drei Stationen vom Schelfrand gemessen wurden, ca. 1,4 ‰. Bei den planktischen *N. pachyderma* schwanken die Werte im Untersuchungsgebiet, teilweise auch in einzelnen Kernen, um ca. 1,8 ‰. Das ist mehr als die 1,1 ‰ bis 1,6 ‰, die auf den globalen Eisereffekt zurückgeführt werden (SHACKLETON 1967; DUPLESSY et al. 1980; LABEYRIE et al. 1987).

Die Schwankungsbreiten der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse sind mit ca. 2,1 ‰ bei *N. pachyderma* bzw. 2,3 ‰ bei *C. bionia* sowohl in den planktischen als auch in den benthischen Foraminiferen größer als in weiter nördlich gelegenen Tiefseekernen (u.a. BOYLE & KEIGVIN 1982; CURRY & LOHMANN 1982; CURRY et al. 1988; MACKENSEN et al. 1989).

Das deutet darauf hin, daß in den hier untersuchten Sedimenten die globalen Veränderungen in den Verhältnissen der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope teilweise durch regionale und lokale Einflüsse überlagert werden. Die Tabelle 5 gibt eine Übersicht über mögliche Beeinflussungen des Isotopensignals mit den resultierenden Auswirkungen. Die Einflüsse durch den individuellen Lebensraum der Karbonatschaler sind in dieser Arbeit vernachlässigbar, da jeweils nur eine planktische bzw. benthische Foraminiferenart gemessen wurde und nur relative Veränderungen diskutiert werden.

Die Isotopendaten sind somit nur teilweise mit der globalen Isotopenstratigraphie vergleichbar. Mit Hilfe der ^{14}C -Altersdatierungen (Kap. 6.1.7.1.) und des ^{230}Th -Aktivitätsprofils (Kap. 6.1.7.3.) konnte jedoch die Isotopenstadiengrenze 1/2 (12.000 J.v.h.; IMBRIE et al. 1984; MARTINSON et al. 1987) in der Sedimentabfolge an der Station PS1498 definiert werden. Aus der Interpretation der Sedimentabfolgen (Kap. 6.2.) ließ sich diese Grenze in vier weiteren Kernen eindeutig festlegen. Die identifizierten Stadiengrenzen 1/2 sind in den Kerndiagrammen im Anhang dargestellt (Abb. 42, 44, 46, 52 und 54).

Tab. 5: Beispiele für regionale oder lokale Einflüsse auf die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope im Ozean, die von den globalen Klimaschwankungen unabhängig sein können.

Ursache	Isotopenverhältnis	Wirkung	Literaturzitat
Erhöhung der Temperatur	$\delta^{18}\text{O}$	+ 0,22 ‰ / °C	DODGE et al. 1983
Erhöhung der Salinität	$\delta^{18}\text{O}$	steigend	DUPLESSY et al. 1981
Eintrag von Schmelzwasser	$\delta^{18}\text{O}$	sinkend	EMILIANI et al. 1975
Erhöhung der Verdunstung	$\delta^{18}\text{O}$	steigend	IMBRIE et al. 1984
Erhöhung des Niederschlages	$\delta^{18}\text{O}$	sinkend	IMBRIE et al. 1984
Karbonatlösung	$\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$	unterschiedlich	IMBRIE et al. 1984
Karbonatkristallisation	$\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$	unterschiedlich	IMBRIE et al. 1984
Zunehmendes Alter des Wassers	$\delta^{13}\text{C}$	sinkend	DEUSER & HUNT 1969
Erhöhung der Primärproduktion	$\delta^{13}\text{C}$ plankt.	steigend	HALD & VORREN 1987
	$\delta^{13}\text{C}$ benth.	sinkend	HALD & VORREN 1987

Mit den bekannten Auswirkungen der globalen Klimaeinflüsse auf die Isotopenkurven konnten davon unabhängige Schwankungen erkannt werden. Sie werden in Kapitel 6.2. diskutiert und in Bezug auf die Paläoproduktion, Paläoglazologie und Paläozeanographie interpretiert.

6.1.7.3. ^{230}Th -Aktivität an der Station PS1498

Unter der Annahme eines konstanten ^{230}Th -Eintrages aus der Wassersäule in das Sediment lassen sich aus dem Aktivitätsprofil des $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ Sedimentationsraten abschätzen (MANGINI 1984). Damit konnten in den letzten Jahren einige Sedimentkerne zeitlich eingestuft werden, von denen keine oder nur wenige andere stratigraphische Informationen zur Verfügung standen (GROBE 1986; GRÜNIG 1990).

Die Analysen an der Sedimentabfolge der Station PS1498 wurden von P. WALTER (AWI) am Inst. f. Umweltphysik in Heidelberg durchgeführt. Die $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten zeigen eine geringe Abnahme mit zunehmender Sedimenttiefe (Abb. 34). Dies ist auf sehr hohe Sedimentationsraten zurückzuführen, welche sich als Folge der geringen Aktivitätsabnahme nur sehr ungenau abschätzen lassen. In der Abbildung 34 sind exemplarisch zwei mögliche Regressionsgeraden dargestellt, welche etwa die Schwankungsbreite der mit dieser Methode an der Station PS1498 abzuleitenden mittleren Sedimentationsraten beschreiben. Die Sedimentationsrate wird über die Steigung der Regressionsgeraden berechnet (Kap. 10.10.). Daraus ergibt sich, daß die 10 cm/ka sicher nicht wesentlich unterschritten, die 50 cm/ka bei einer geringen Änderung der Steigung dagegen auch deutlich überschritten werden können. Nach diesen Abschätzungen könnte die Basis der gewonnenen Sedimentabfolge an der Station PS1498 ein Alter zwischen 18.000 und 91.000 Jahren aufweisen.

Die aus dem Profil angedeuteten stärkeren $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Abnahmen von 0 bis 1,5 m Sedimenttiefe (Abb. 34) sind möglicherweise auf geringere Sedimentationsraten in diesem Bereich zurückzuführen. Sie könnte jedoch auch die Folge eines erhöh-

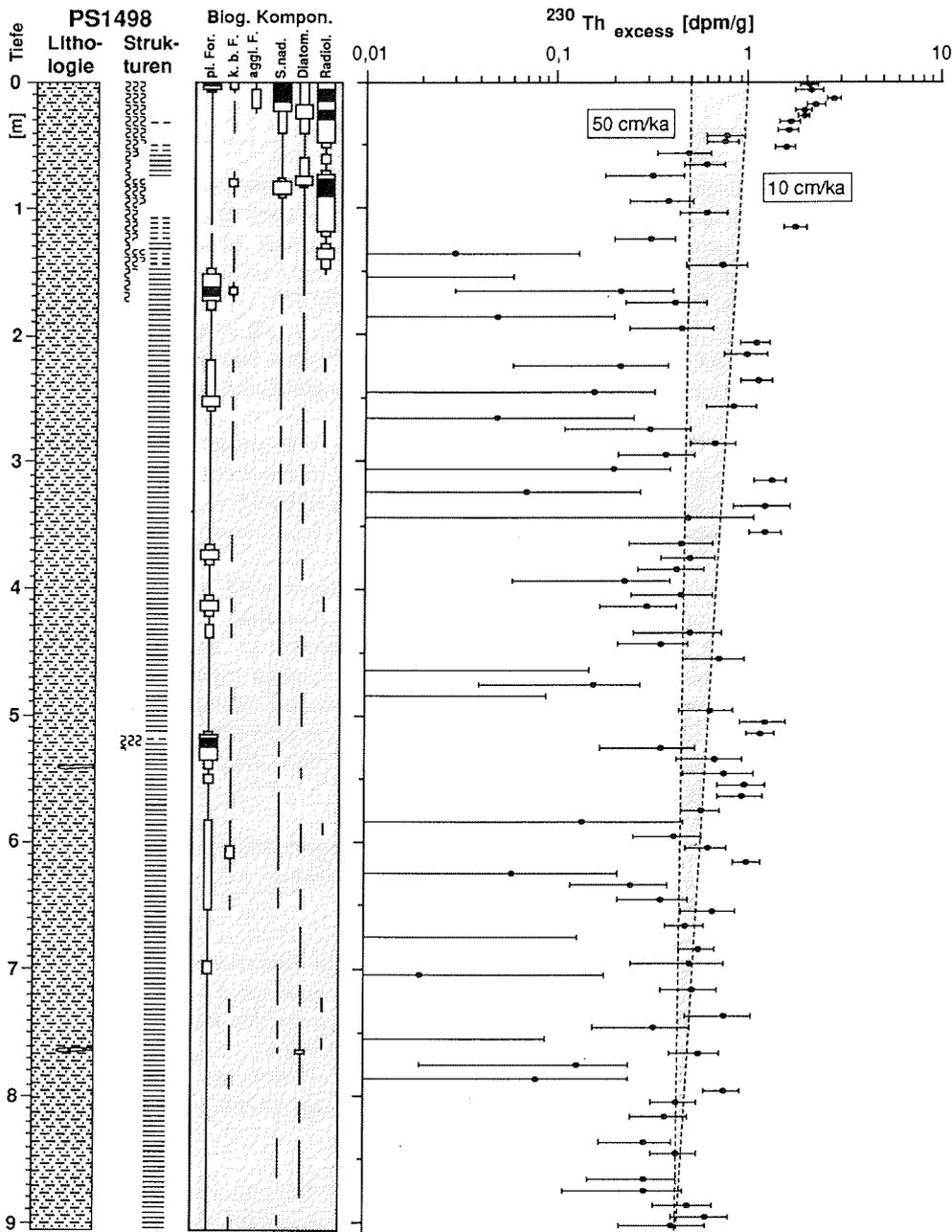


Abb. 34: $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivität an der Station PS1498. Aus der Aktivitätsabnahme mit steigender Sedimenttiefe lassen sich hohe mittlere Sedimentationsraten von ca. 10 cm/ka bis 50 cm/ka oder mehr abschätzen. Die stärkere Abnahme der Aktivität von 0 bis 1,5 m Sedimenttiefe kann auf eine geringere Sedimentationsrate oder einen erhöhten Opalfuß in diesem Bereich zurückzuführen sein (Legende s. Abb. 36).

ten biogenen Partikelflusses sein, hier insbesondere von Diatomeen und Radiolarien, mit dem ein erhöhter ^{230}Th -Eintrag in das Sediment verbunden sein kann (MANGINI & DIESTER-HAAS 1983; GROBE 1986).

6.1.7.4. Paläomagnetische Messungen an der Station PS1498

Die paläomagnetischen Messungen am Kernmaterial der Station PS1498 wurden an der Universität Bremen, FB 5, von V. SPIESS durchgeführt. Ziel war es, mit der Identifizierung kurzzeitiger Polaritätswechsel innerhalb der Brunhes Epoche, die seit 730.000 Jahren andauert, eine höhere stratigraphische Auflösung der Sedimentabfolge zu erzielen. VEROSUB & BANERJEE (1977) und GRÜNIG (1990) geben eine Literaturübersicht über die Polaritätswechsel (Events) und paläomagnetischen Feldschwankungen ohne Feldumkehr (Exkursionen) der letzten 300.000 Jahre, mit den zeitlichen Einstufungen und Lokalitäten, an denen sie gemessen wurden.

Die geringe Dauer der Exkursionen und Events von z.T. unter 1.000 Jahren hat vermutlich zur Folge, daß sie in vielen Sedimentkernen nicht überliefert sind (WATKINS 1968). Eine Fixierung der kurzzeitigen Polaritätsänderungen in der Sedimentabfolge der Station PS1498 konnte aus folgenden Gründen erwartet werden.

- Nach den ^{14}C -Datierungen (Kap. 6.1.7.1.), den Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen (Kap. 6.1.7.2.) sowie der Aktivität des Radionuklids ^{230}Th (Kap. 6.1.7.3.) umfaßt die Sedimentabfolge an der Station PS1498 zwischen 18.000 und 91.000 Jahre. Bis 20.000 Jahre werden mehrere Exkursionen beschrieben, die jedoch bisher noch sehr umstritten sind (VEROSUB & BANERJEE 1977). Das bereits häufig gemessene Laschamp Event wird bei ca. 33.000 bis 47.000 Jahren eingestuft und könnte nach den stratigraphischen Daten in den Sedimenten überliefert sein.
- Unterhalb 1,5 m Sedimenttiefe deutet die sehr regelmäßige Abfolge von Silt- und Tonlaminae ohne erkennbare Zyklen oder Trends auf eine längerfristig konstante Sedimentationsrate hin.
- Die Sauerstoffisotopenstadiengrenze 1/2 in 130 cm Sedimenttiefe belegt hohe Sedimentationsraten von 11 cm/ka für das Isotopenstadium 1 (Kap. 6.1.7.2.). Für die älteren Sedimente läßt sich aus dem Aktivitätsprofil des Radionuklids ^{230}Th eine Sedimentationsrate von > 10 cm/ka ableiten (Kap. 6.1.7.3.). Bei einem maximalen Probenabstand von 10 cm, im Mittel 7,2 cm, ermöglichen danach die Messungen eine minimale zeitliche Auflösung des magnetischen Feldes von 1.000 Jahren.
- Nach den Sedimentstrukturen und sedimentphysikalischen Eigenschaften (Kap. 6.1.3.) weist die Sedimentabfolge keine größeren Schichtlücken auf.
- Weite Bereiche der Sedimentabfolge sind frei von Bioturbation, welche die zeitliche Auflösung der paläomagnetischen Zonierung reduzieren würde (LOWRIE & HELLER 1982).

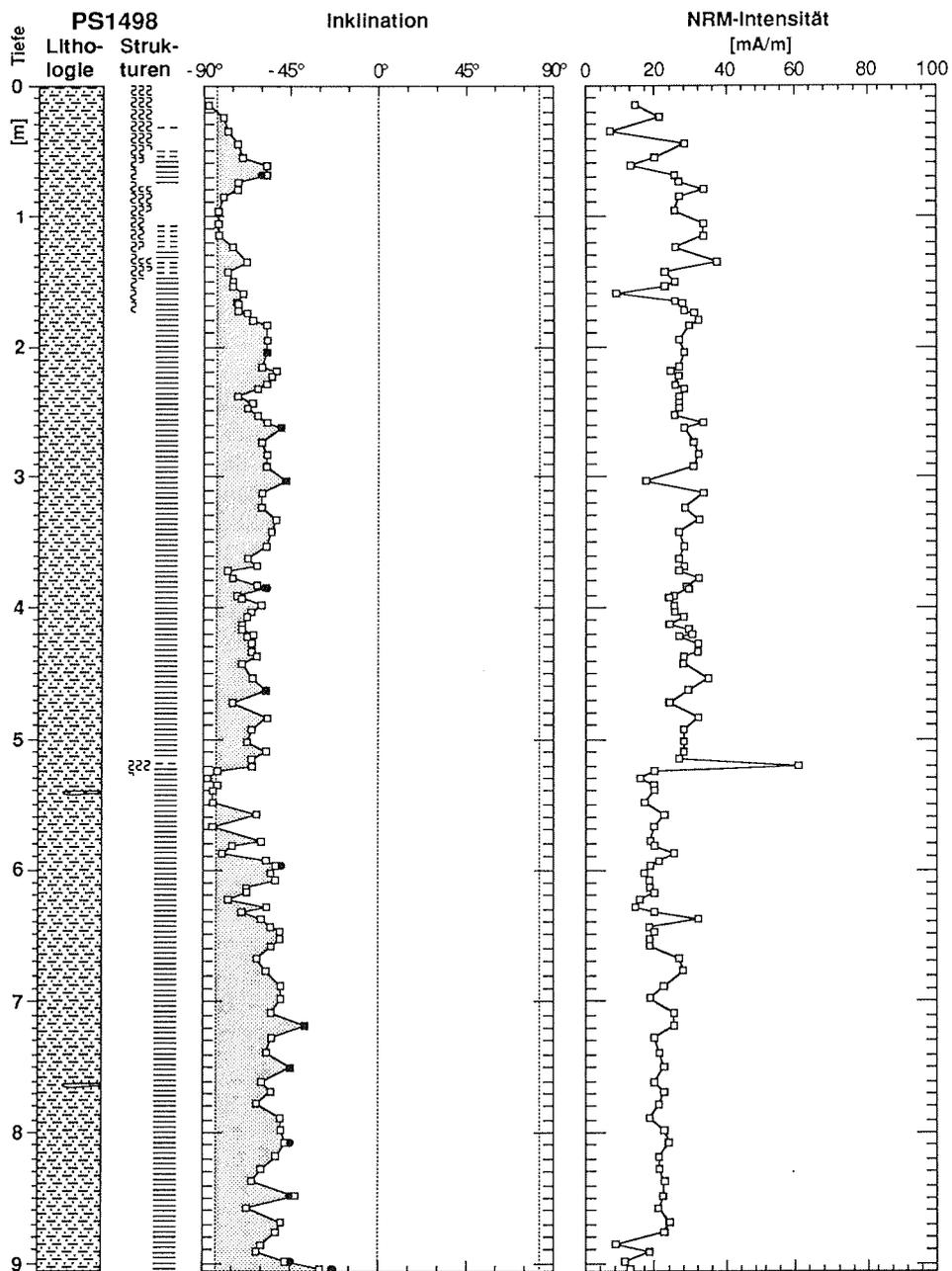


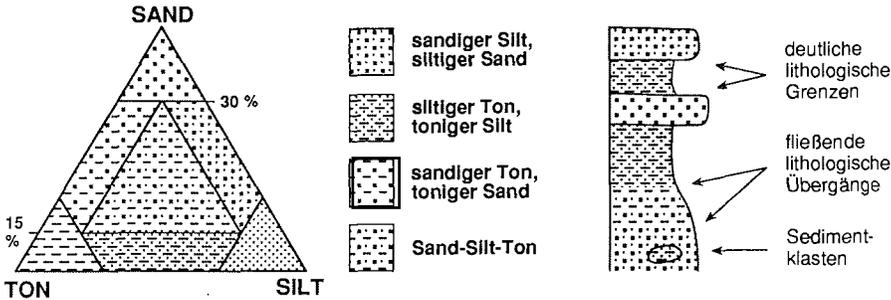
Abb. 35: Inklination und Intensität der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) an der Station PS1498. Die Inklinationswinkel zeigen keine inversen Richtungen des Magnetfeldes an. Die Abweichung der Inklinationswinkel von dem an der Station zu erwartenden ca. -80° in den laminierten Sedimenten könnte die Folge eines Inklinationsfehlers (KING 1955) sein (Legende s. Abb. 36).

Dennoch zeigen die paläomagnetischen Meßergebnisse an der Station PS1498 keine Feldumkehr (Abb. 35). Eine Ursache dafür könnte sein, daß die meisten Events und Exkursionen nur lokal auftreten, wie von VEROSUB & BANERJEE (1977) angenommen wird. Südlich der Süd Orkney Inseln, in einer Entfernung von ca. 1000 km, wurde jedoch das Laschamp Event in mehreren Sedimentkernen gemessen (PUDSEY et al. 1988; GRÜNIG 1990). Dies könnte ein Indiz dafür sein, daß die Basis der Sedimentabfolge an der Station PS1498 jünger ist als ca. 33.000 Jahre. Daraus würden Sedimentationsraten von > 37 cm/ka für die laminierten Sedimente unterhalb 130 cm Sedimenttiefe resultieren.

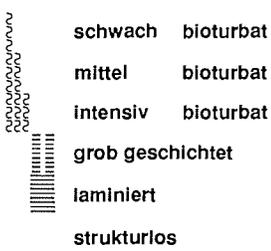
Die Intensität der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) ist erwartungsgemäß mit den Volumenssuszeptibilitäten positiv korreliert ($r = 0,54$; vgl. Abb. 41). Die gemessenen Inklinationen sind häufig ca. 30° flacher, als nach der heutigen magnetischen Pollage zu erwarten ist (Abb. 35). Eine mögliche Ursache dafür könnten säkulare Variationen des Erdmagnetfeldes sein (MACKERETH 1971; OPDYKE et al. 1972; CREER 1974; THOMPSON 1975). Es fällt jedoch auf, daß die Inklinationen in den intensiv bioturbaten Horizonten häufig keine Abweichungen zeigen (Abb. 35). Daher könnten in den laminierten Sedimenten Inklinationsfehler überliefert sein, die bei der Sedimentation entstehen (KING 1955). In den bioturbaten Sedimenten werden dagegen die magnetischen Partikel möglicherweise später und ohne Inklinationsfehler fixiert (IRVING 1957). Die Inklinationen zeigen mit zunehmender Sedimenttiefe eine leichte Tendenz zu größeren Abweichungen. Dies läßt sich möglicherweise auf die Scherprozesse während der Probennahme mit dem Schwerelot zurückführen, die häufig zu einer leichten Verstellung der Schichten führen (Kap. 10.11.).

Abb. 36: Legende zu den Abbildungen 34, 35, 37 - 46

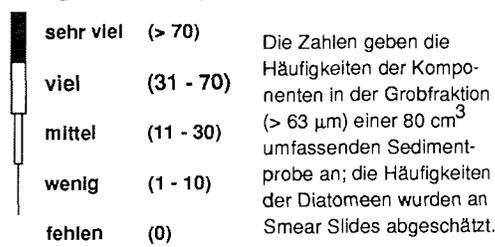
Lithology:



Strukturen:



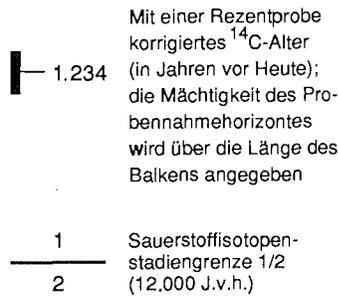
Biogene Komponenten:



Abkürzungen:

- Biog. Kompon. = Biogene Komponenten
- pl. For. = planktonische Foraminiferen
- k. b. F. = kalkige benthische Foraminiferen
- aggl. F. = agglutinierende Foraminiferen
- S.-nad. = Schwammnadeln
- Diatom. = Diatomeen
- Radiol. = Radiolarien
- Feuchtr.-d. = Feuchtraumdichte
- Vol.-suszeptib. = Volumenssuszeptibilität
- MoS₂-Std. = Molybdänsulfid-Standard

Datierungen:



Interpretation:

Rekonstruktion von glaziologischen und hydrographischen Veränderungen.

Aus den Sedimentparametern wurden die Einflüsse der **Meereisbedeckung** sowie der Wassermassen des **Weddellwirbels** (AABW, WDW, MWDW und ESW) und des **Südstromes** (Eisschelfwasser, ISW, im Isotopenstadium 1 bzw. dichtes, salzreiches Bodenwasser unterhalb der Stadiengrenze 1/2) auf die Sedimentgenese abgeschätzt.

Unter **Bemerkungen** sind wichtige Prozesse oder Besonderheiten in den Sedimentabfolgen erwähnt.

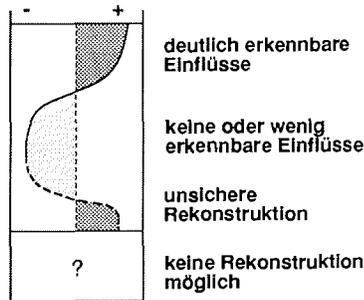
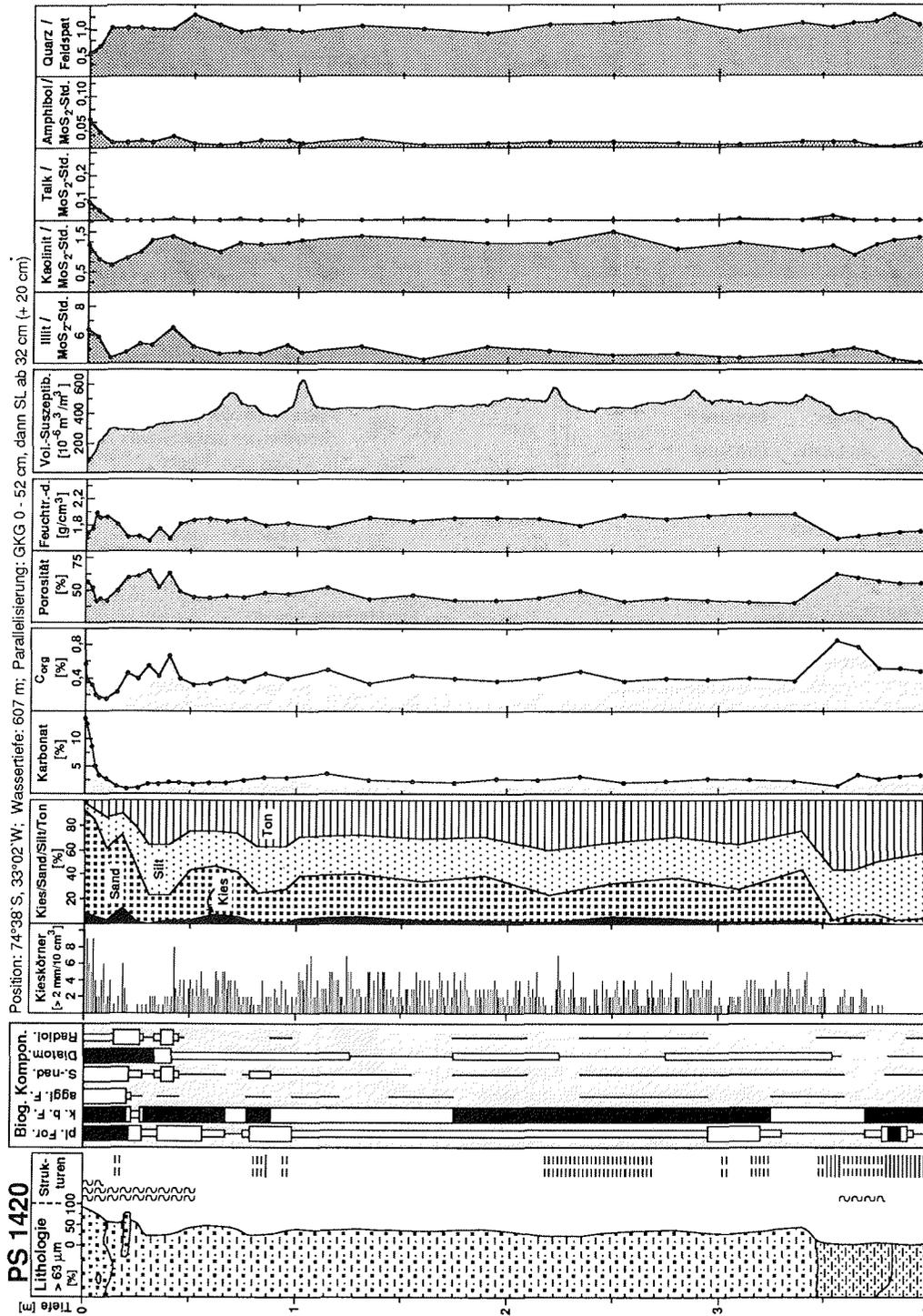


Abb. 37: Kerndiagramm der parallelisierten Sedimentabfolge (GKG und SL) an der Station PS1420 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.



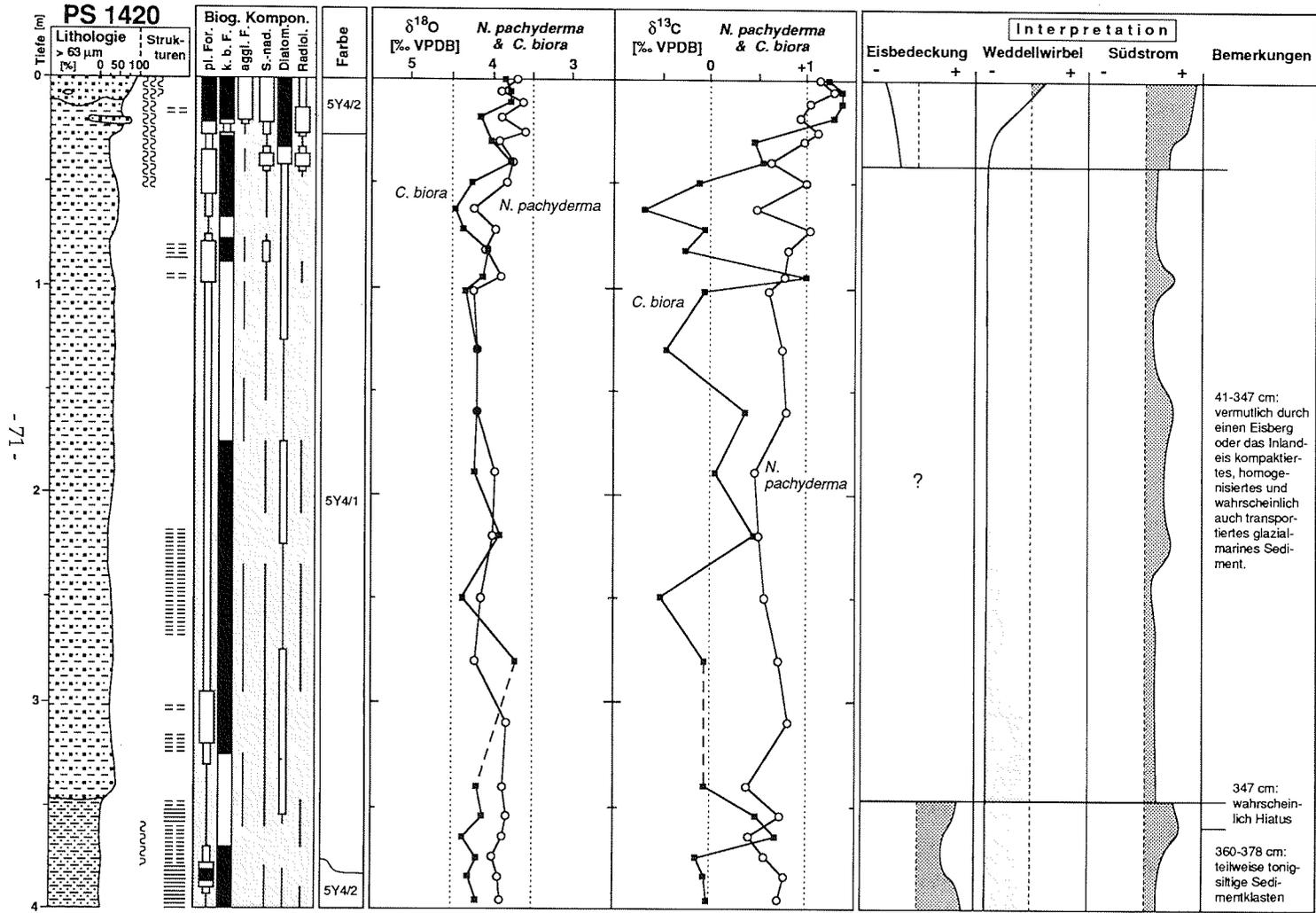


Abb. 38: Kernendiagramm der parallelisierbaren (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1420 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.

Abb. 39: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1494 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.

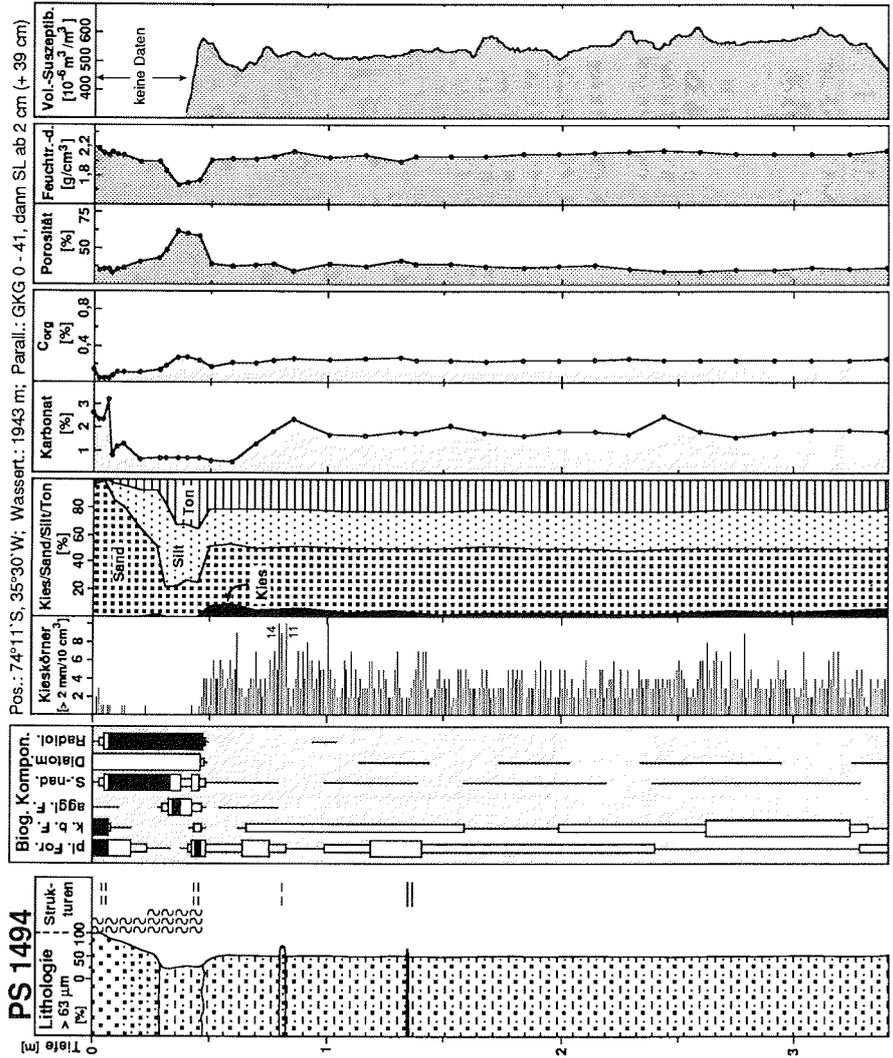


Abb. 40: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1494 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.

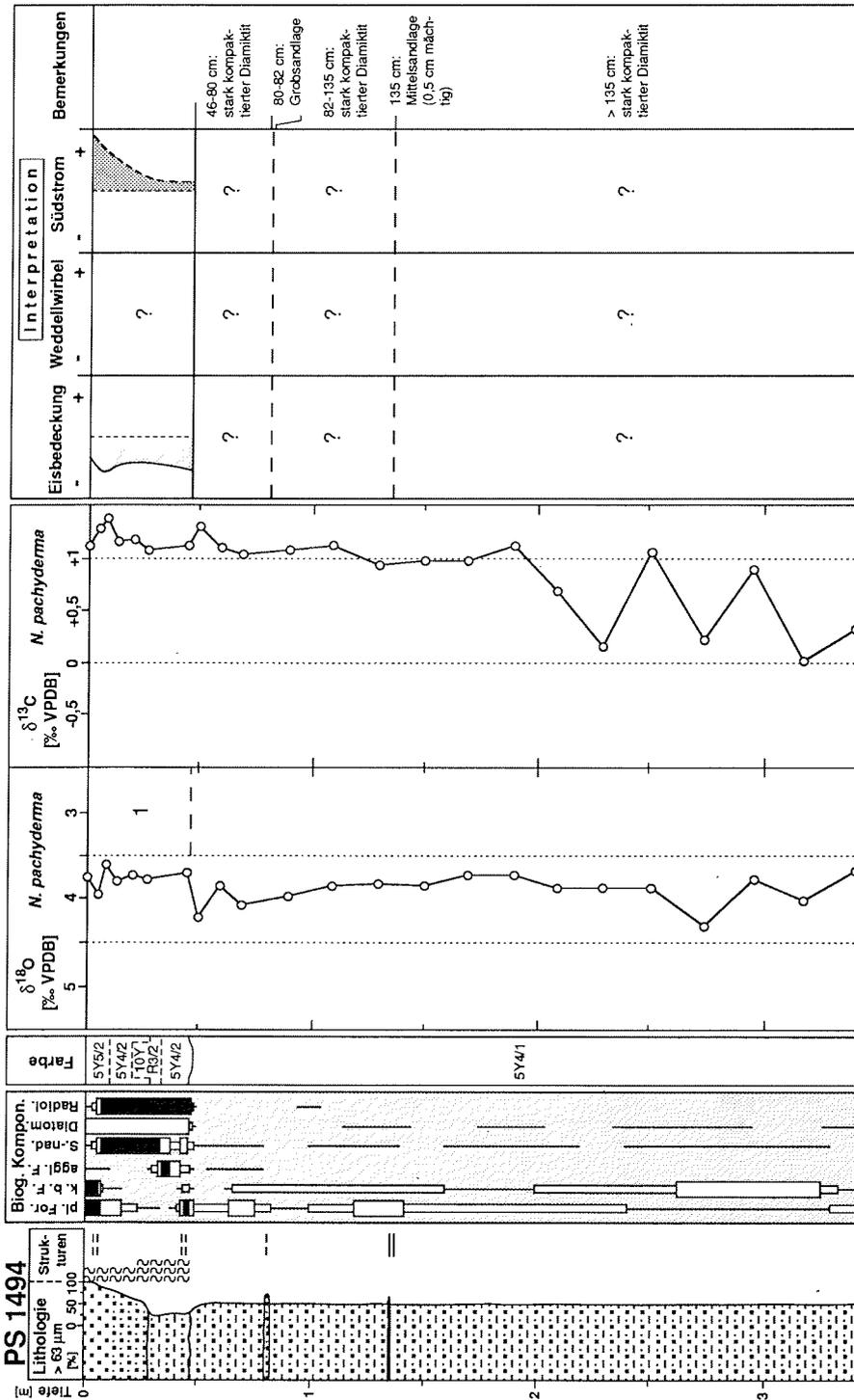
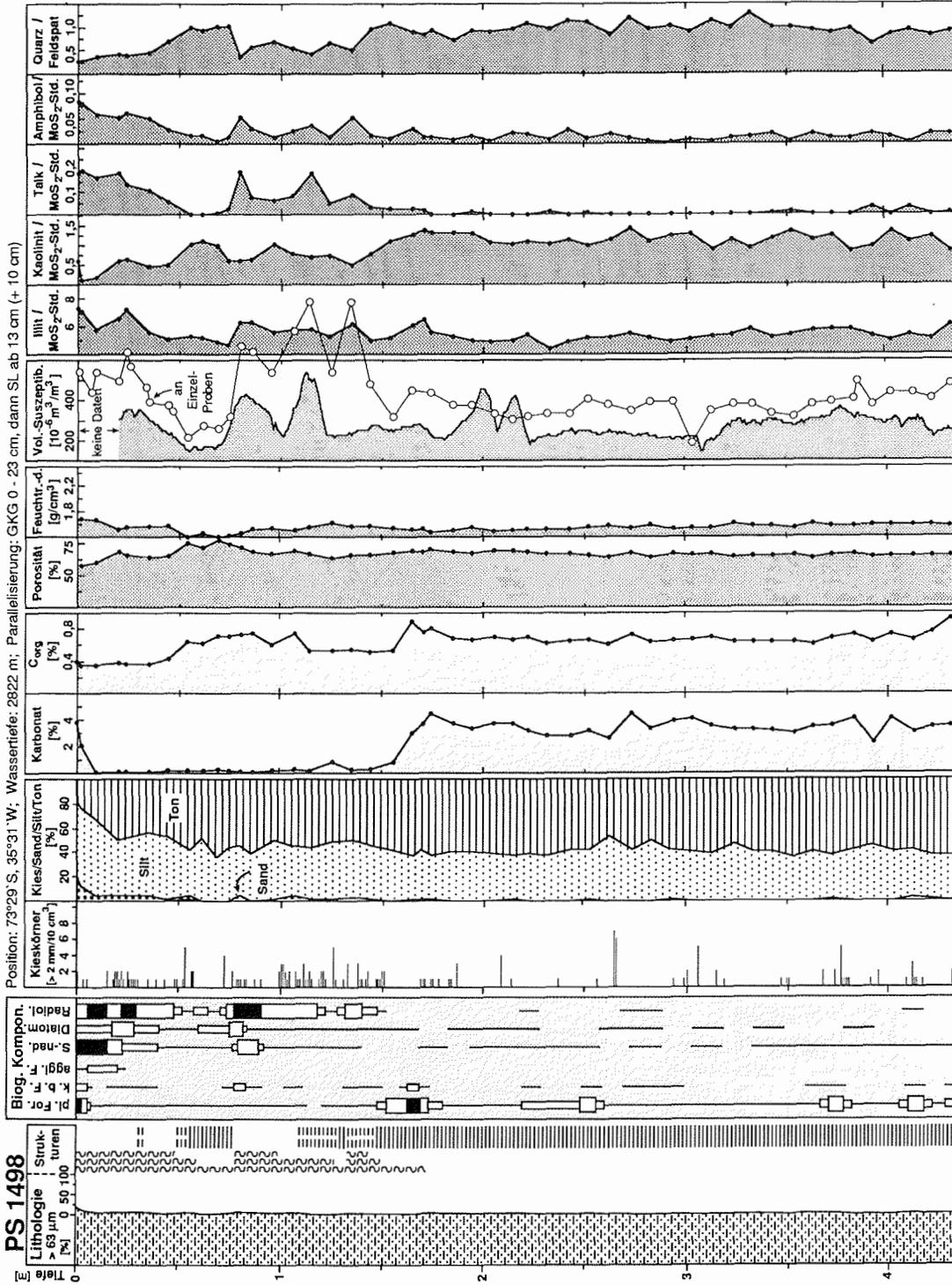


Abb. 41: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1498 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.



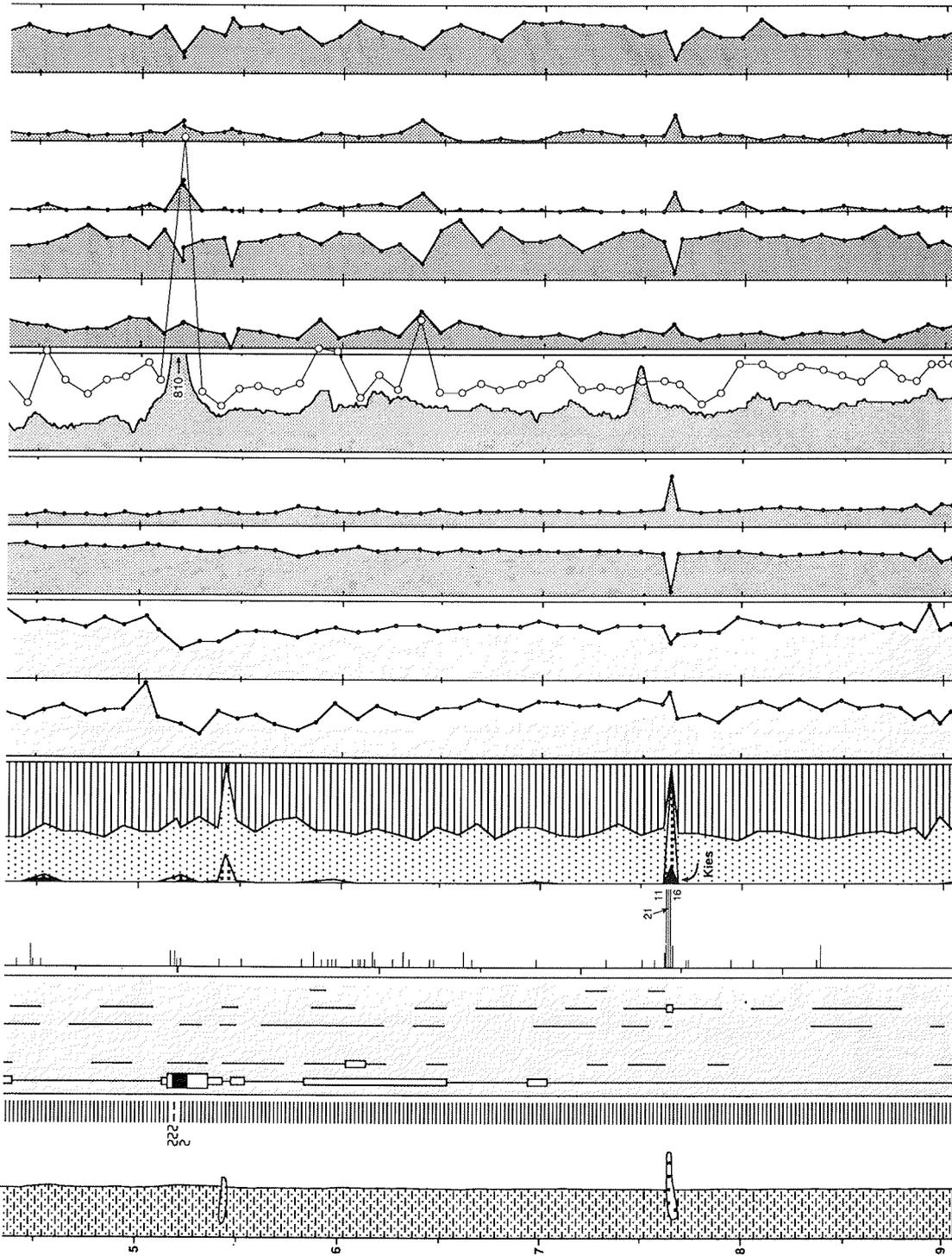
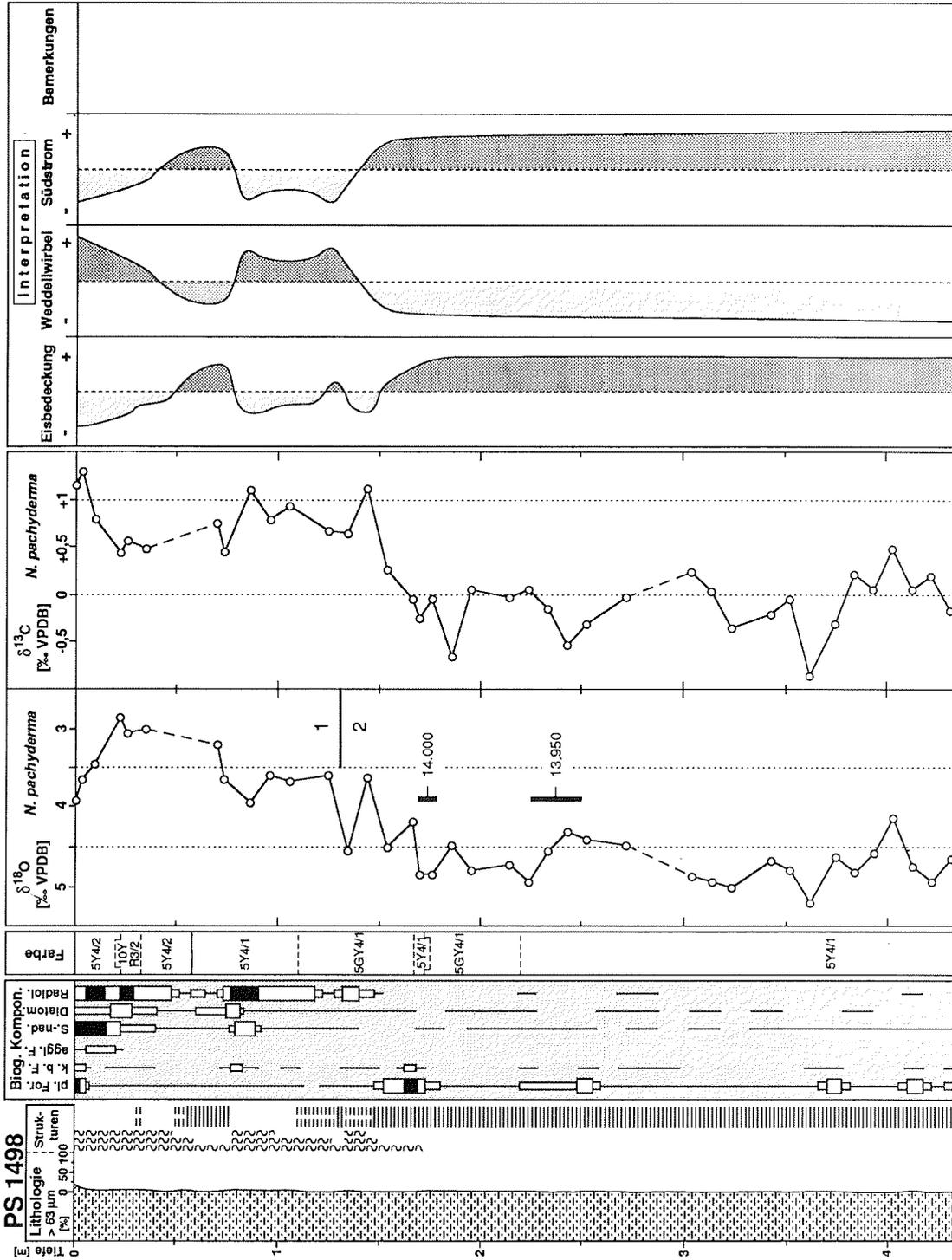
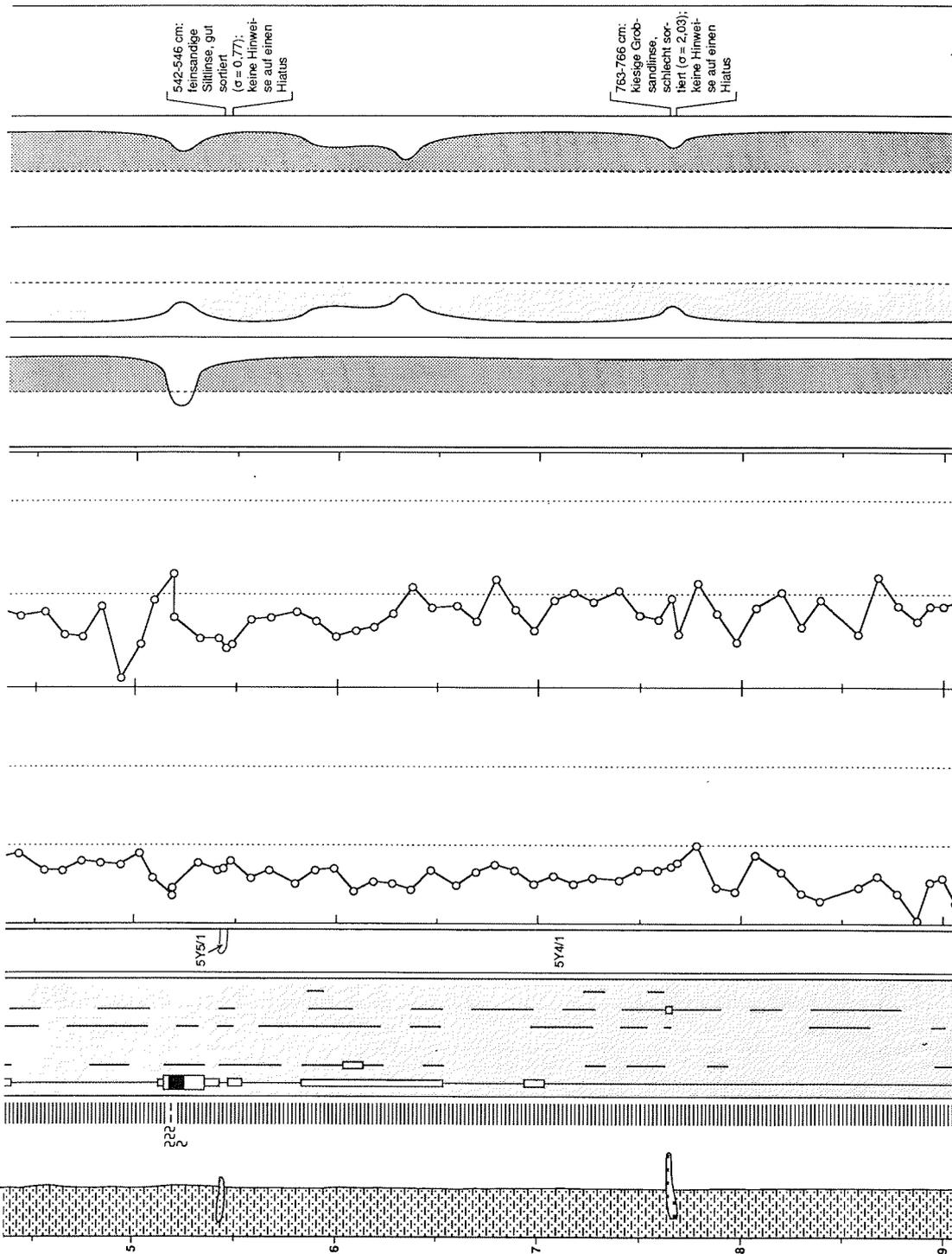


Abb. 42: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1498 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.





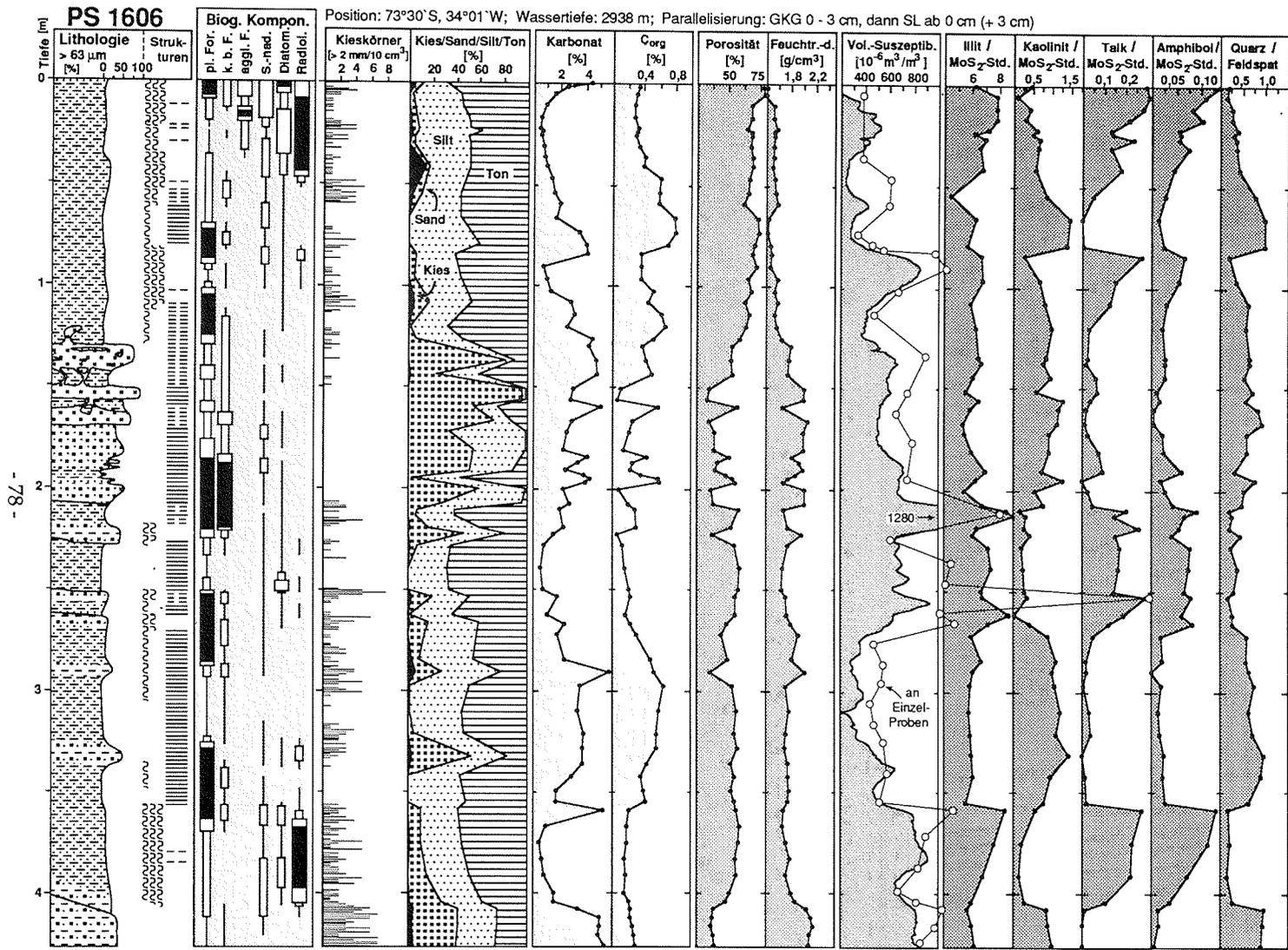


Abb. 43: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS 1606 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.

Abb. 44: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1606 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.

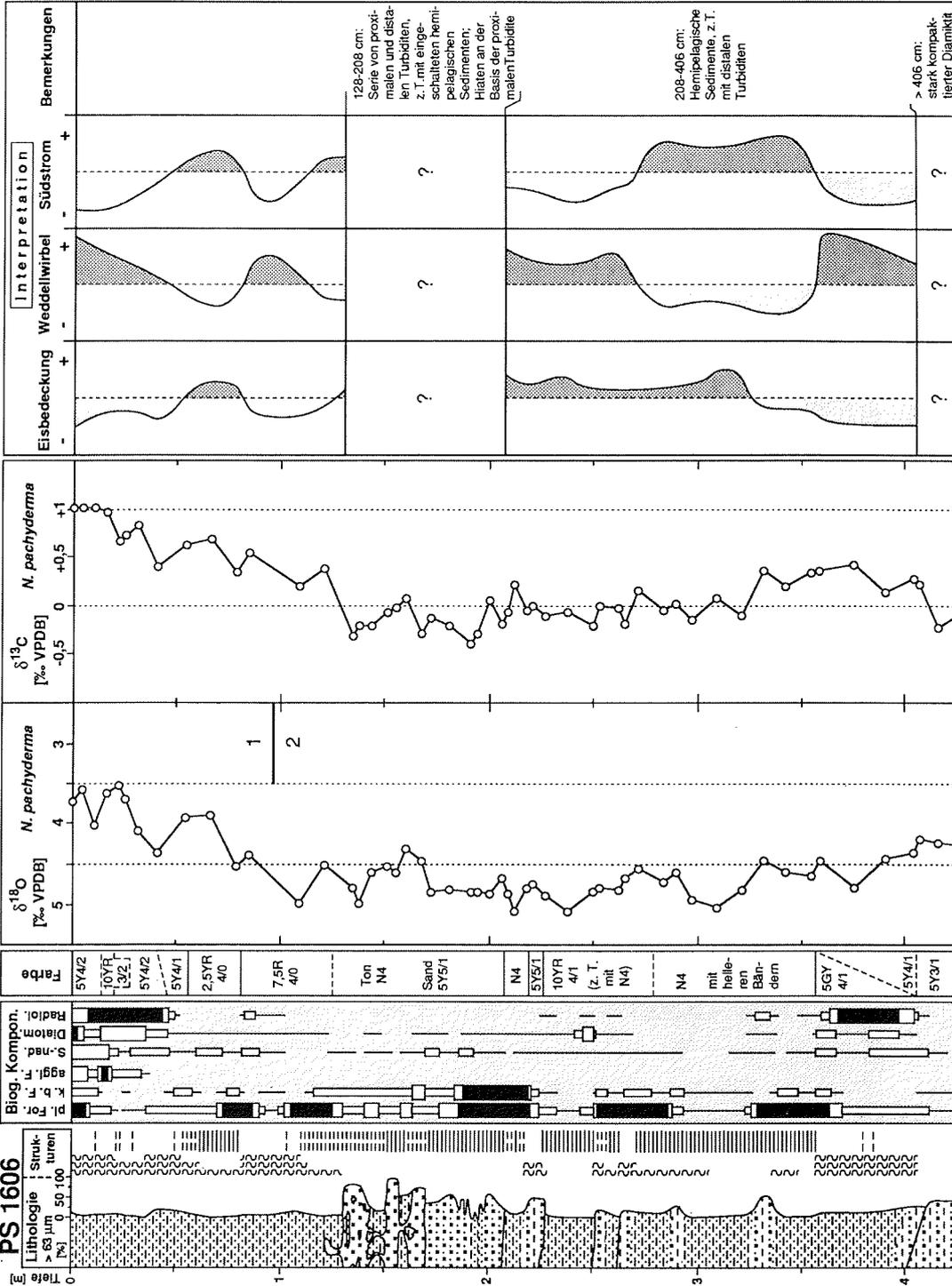


Abb. 45: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1607 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.

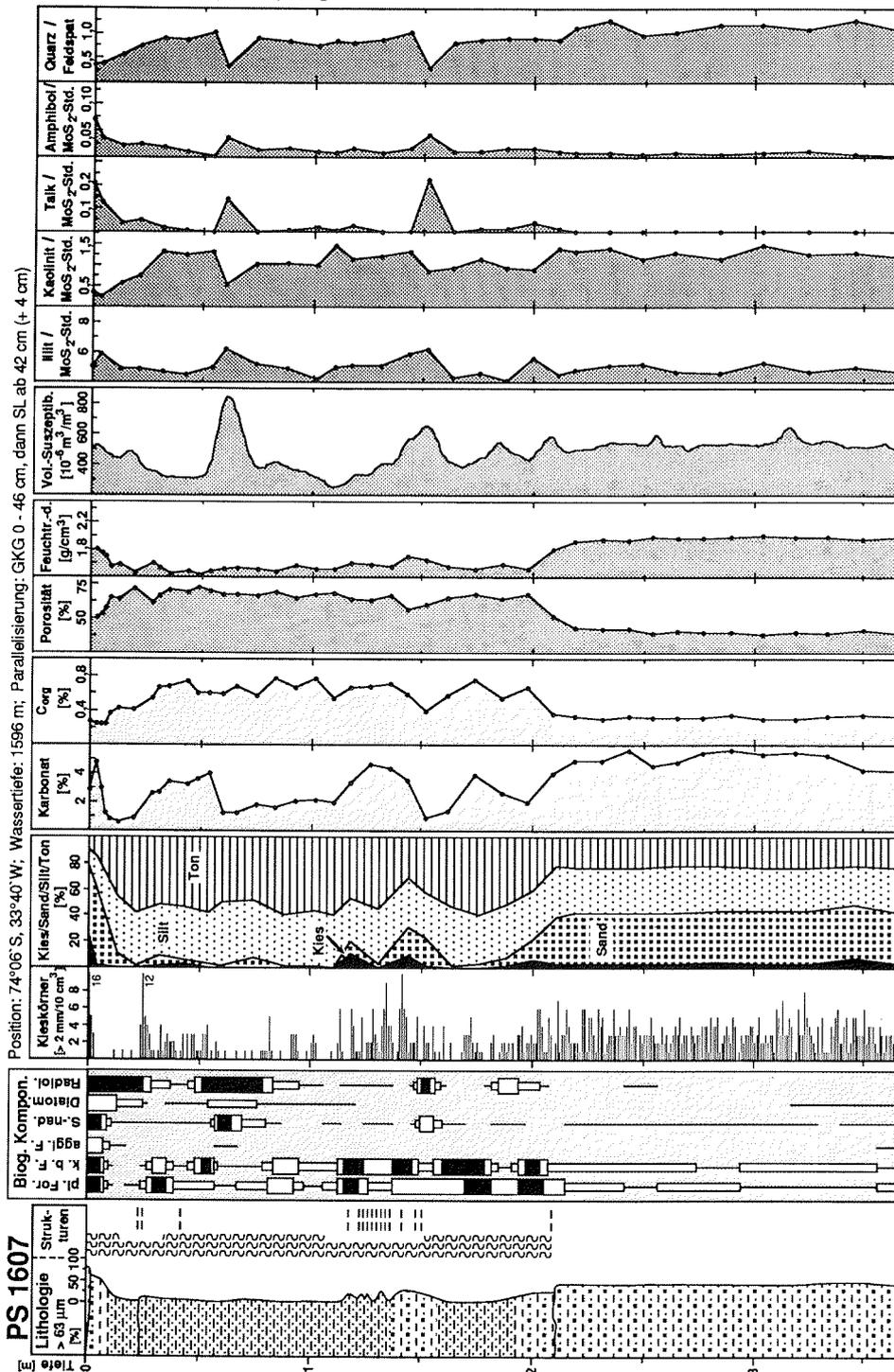


Abb. 46: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1607 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.

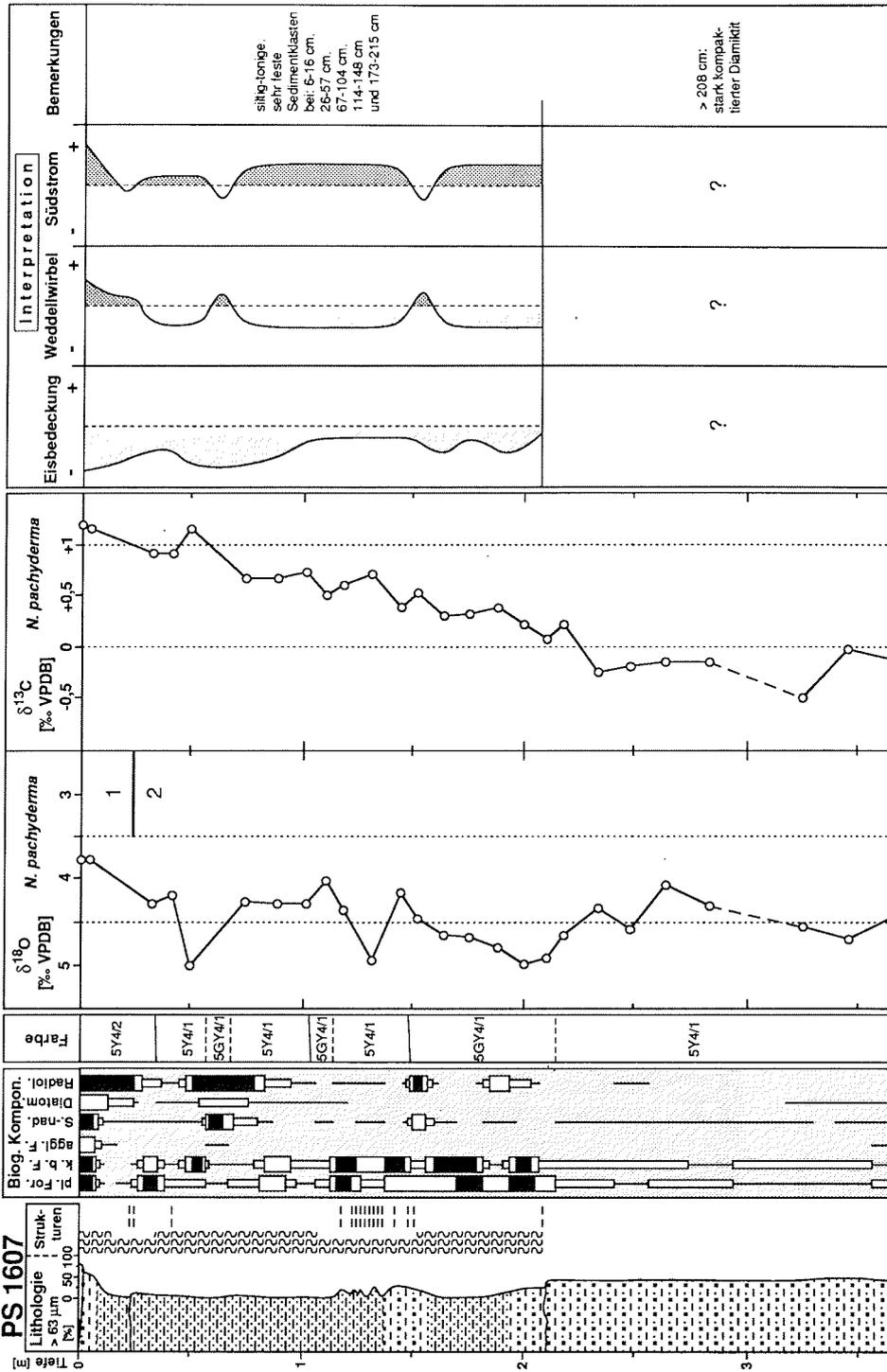
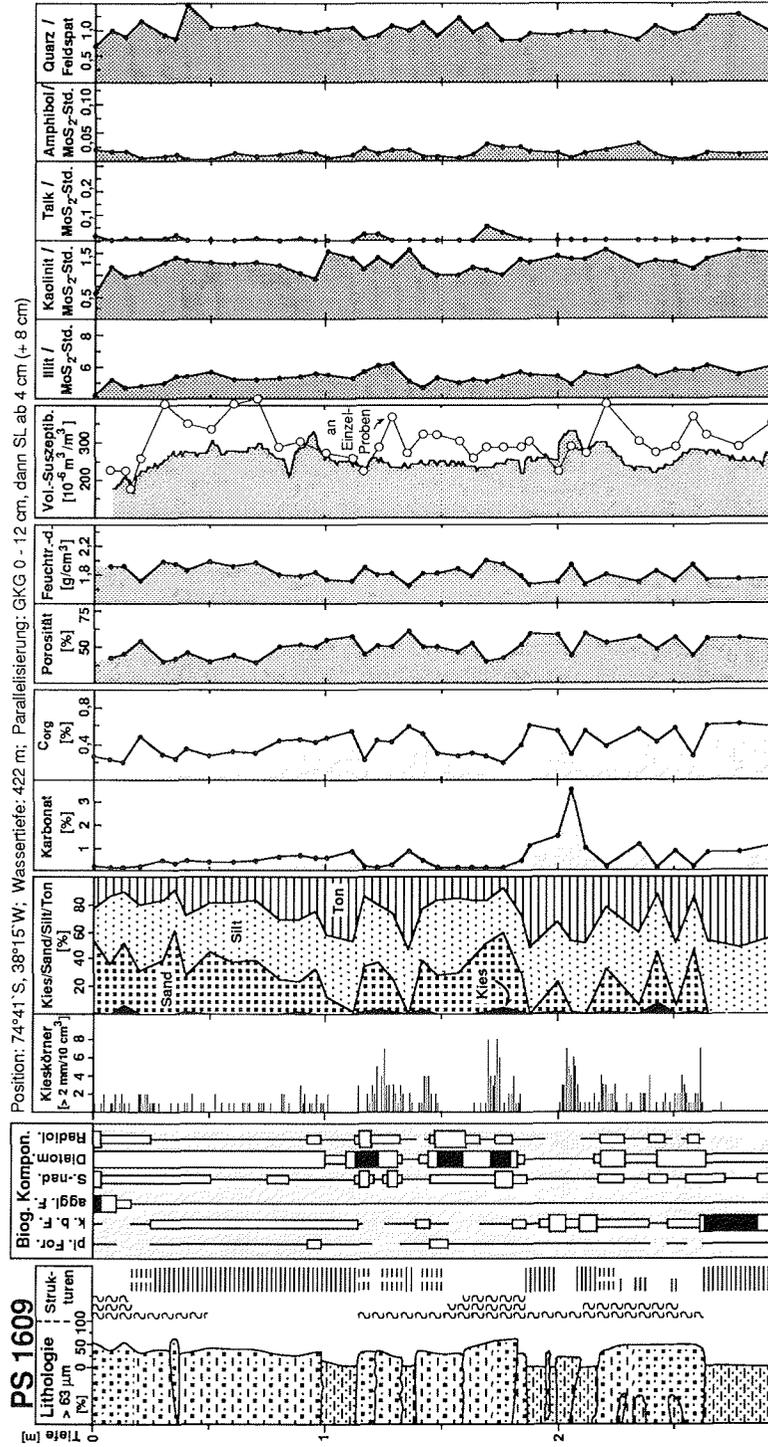


Abb. 47: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1609 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.



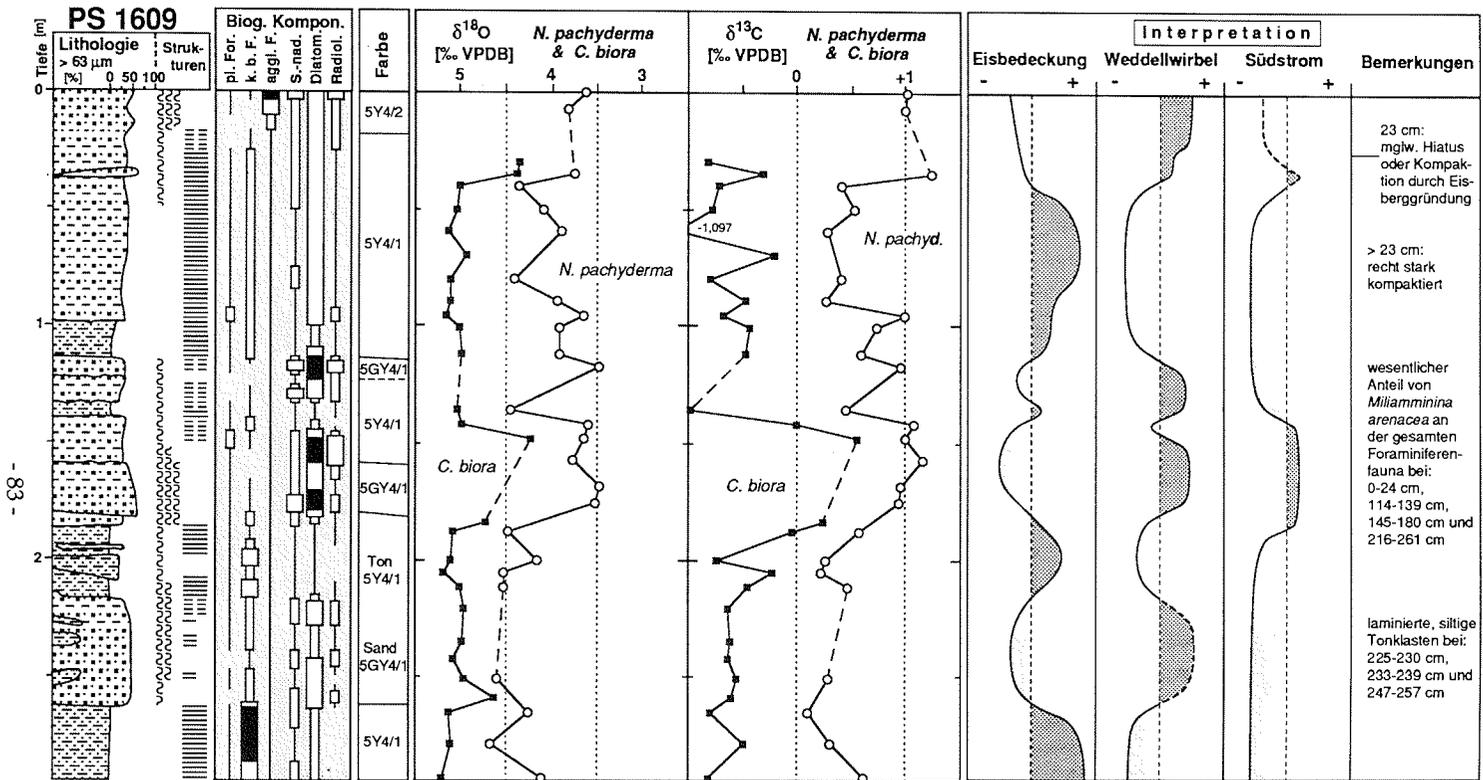


Abb. 48: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS 1609 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.

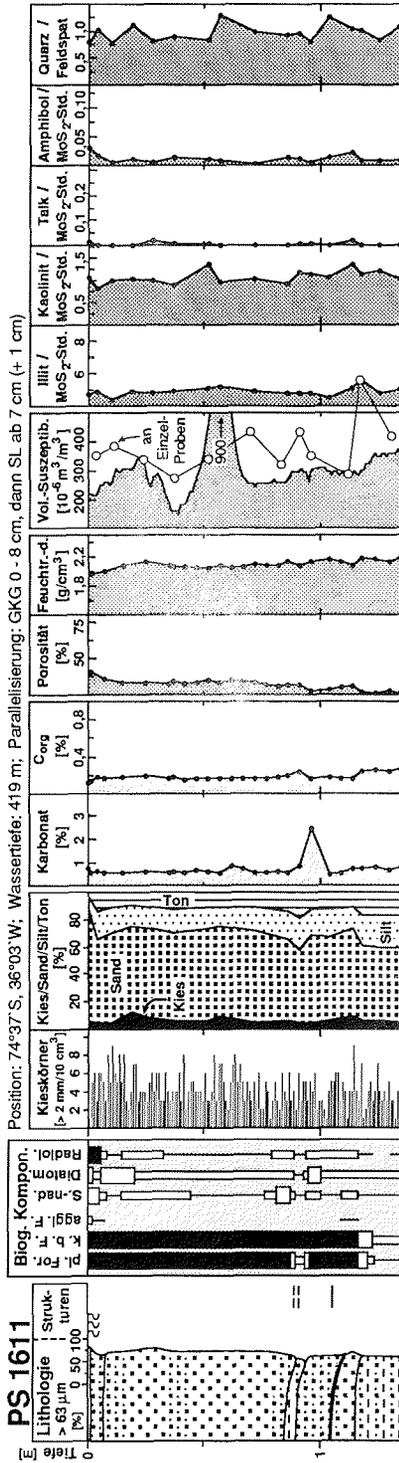
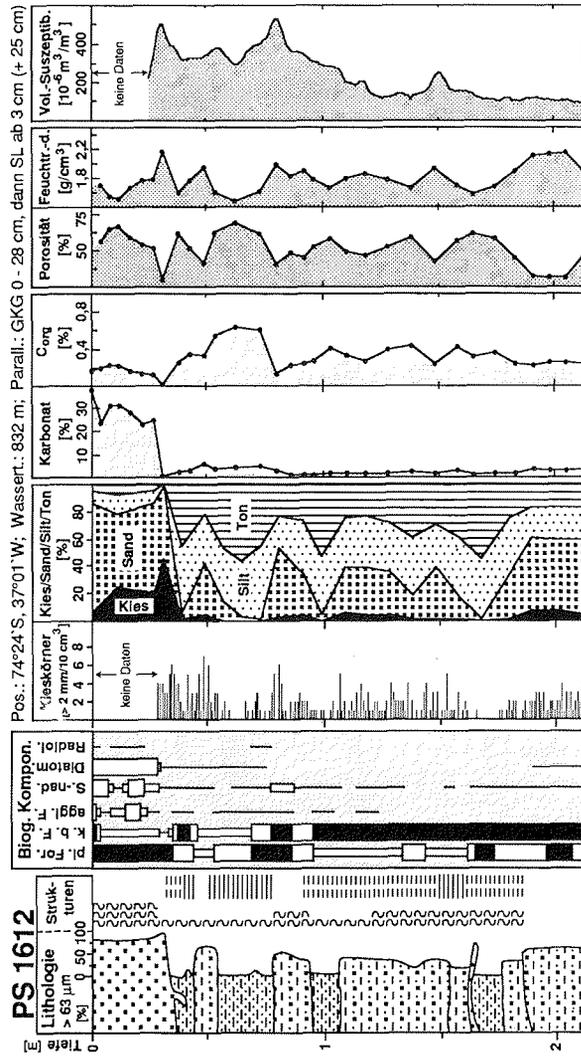


Abb. 49: (links) Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1611 (1.Teil); Legende s. Abb. 36.

Abb. 50: (unten) Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1612 (1.Teil); Legende s. Abb. 36.

Abb. 51: (folgende Seite links) Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge a. d. Station PS1611 (2.Teil); Legende s. Abb. 36.

Abb. 52: (folgende Seite rechts) Kerndiagramm der parallelisierten Sedimentabfolge an der Station PS1611 (2.Teil); Legende s. Abb. 36.



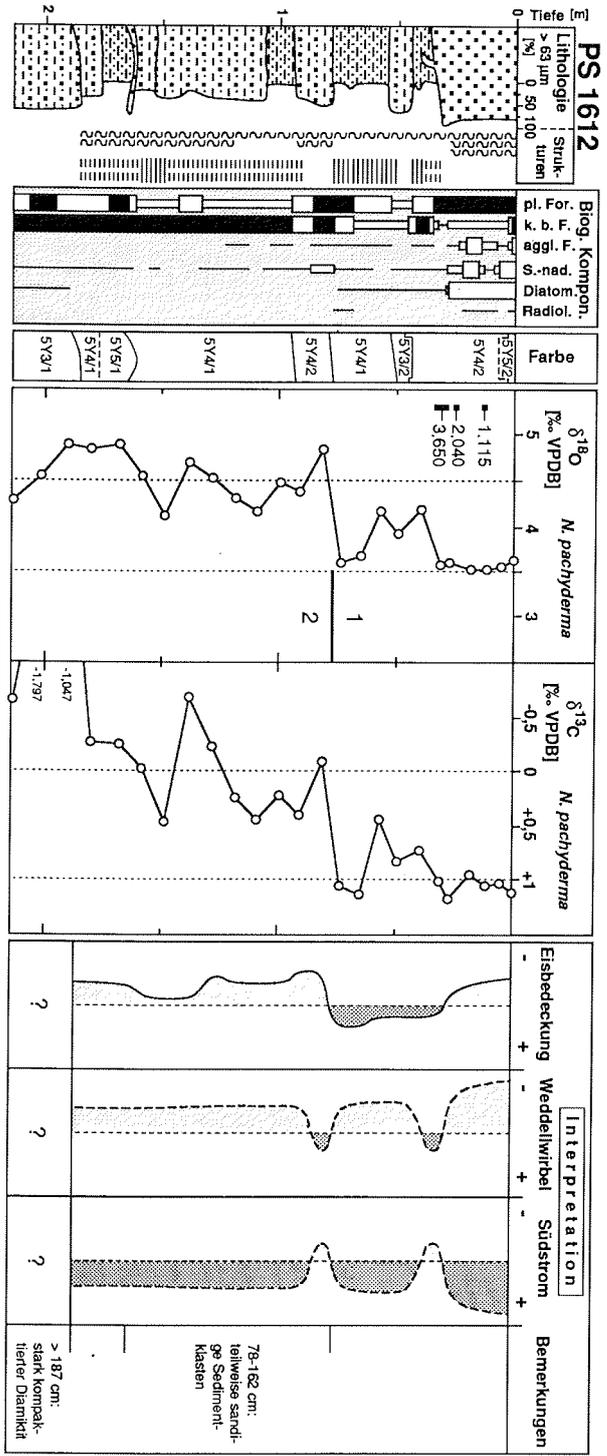
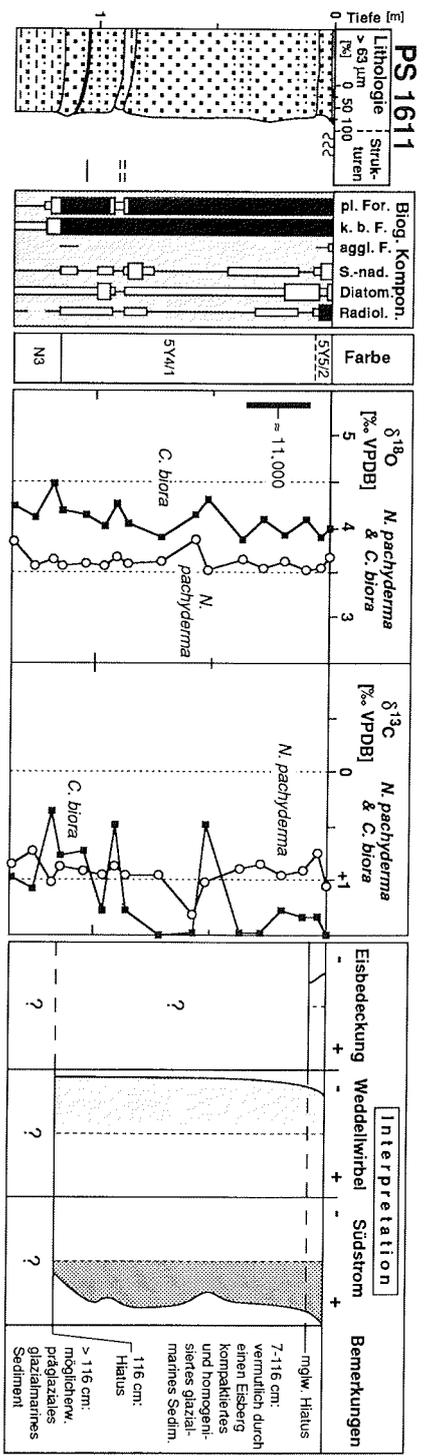
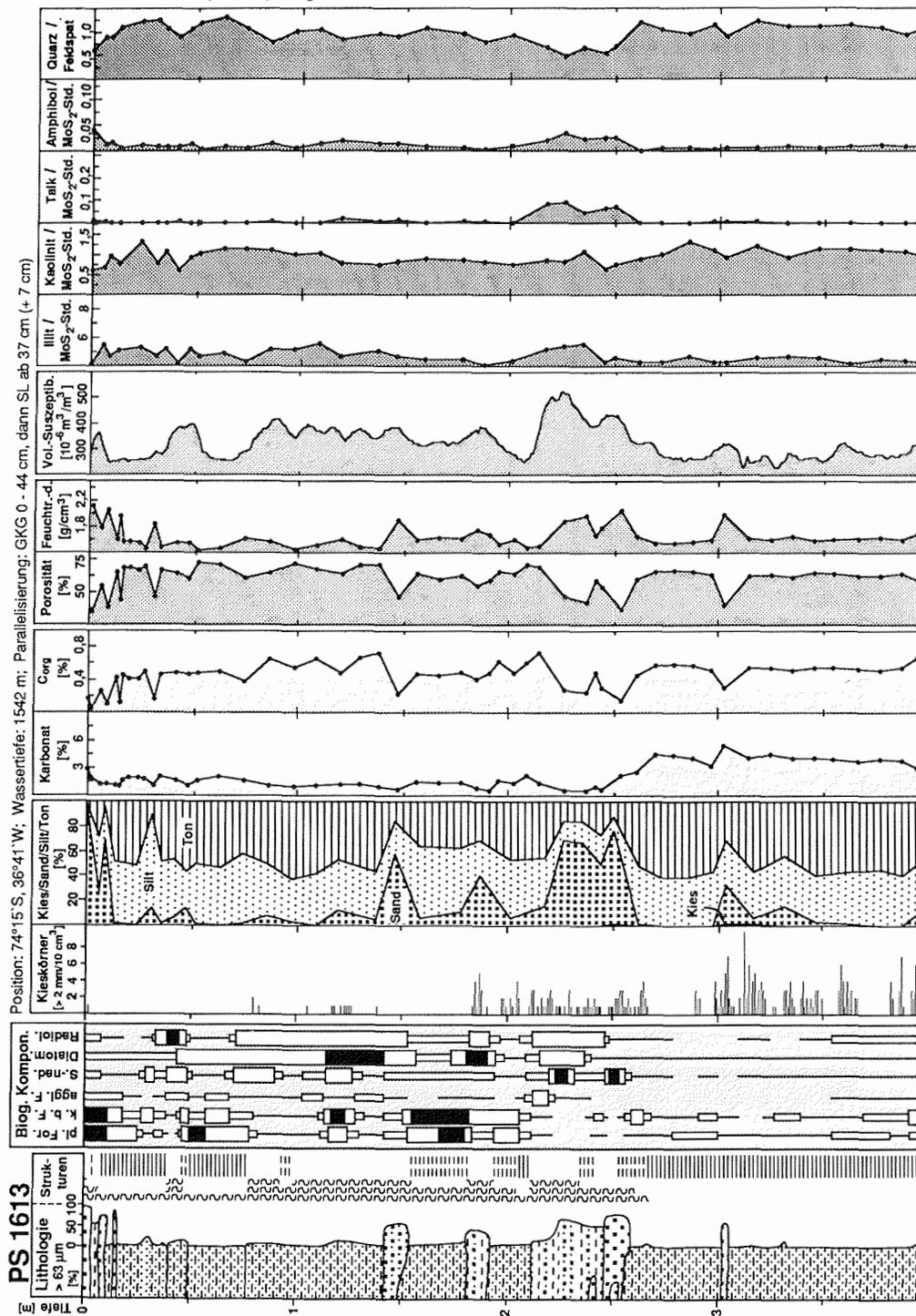


Abb. 53: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1613 (1. Teil); Legende s. Abb. 36.



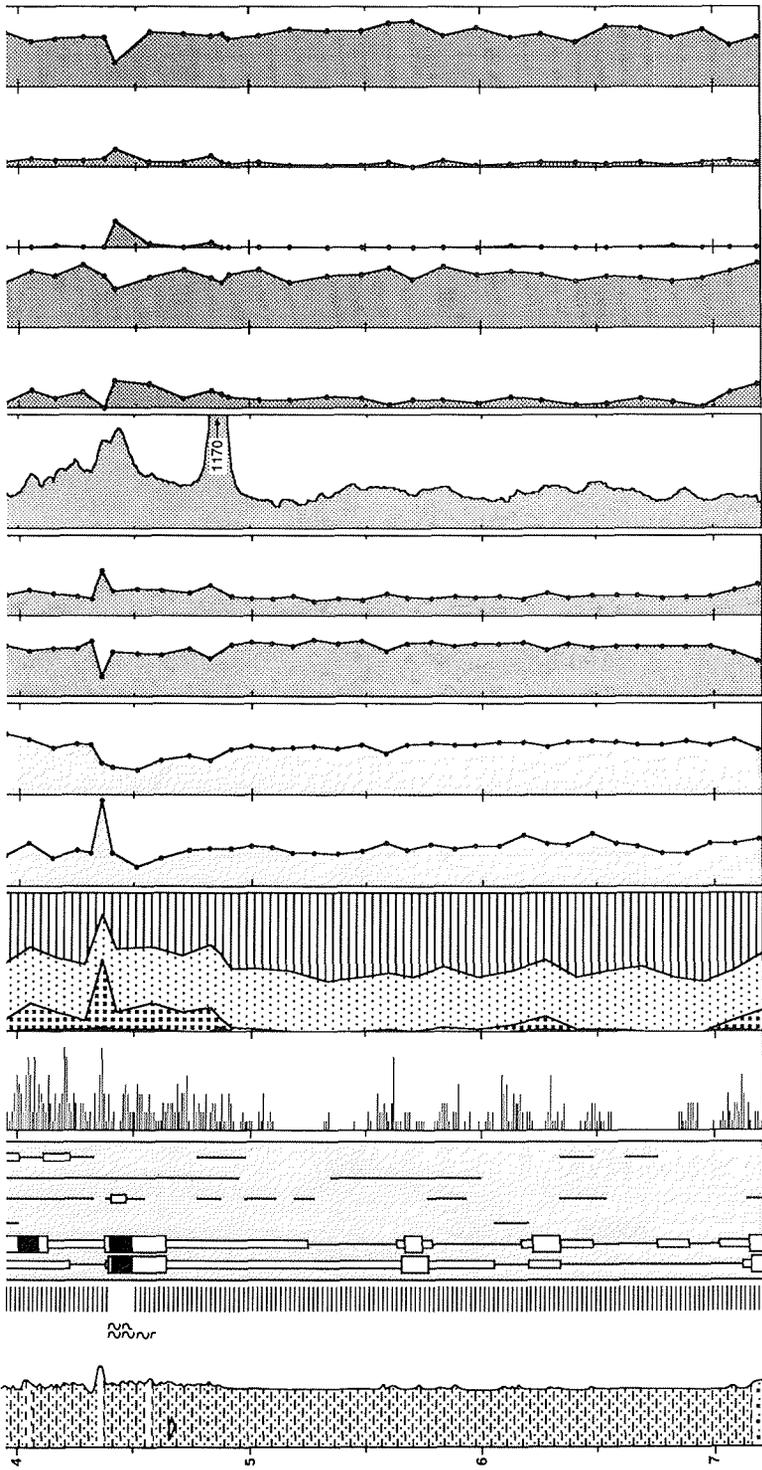
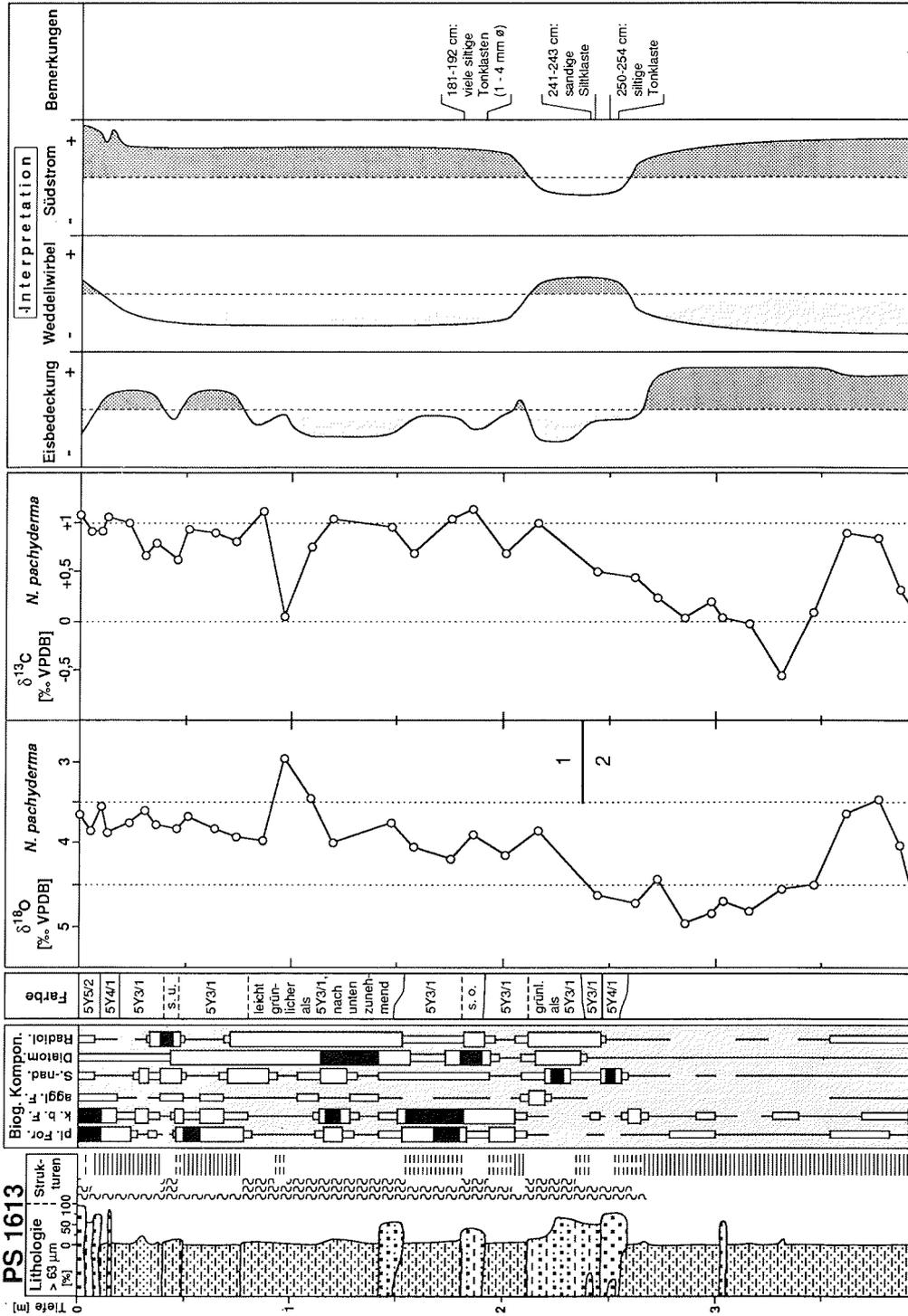
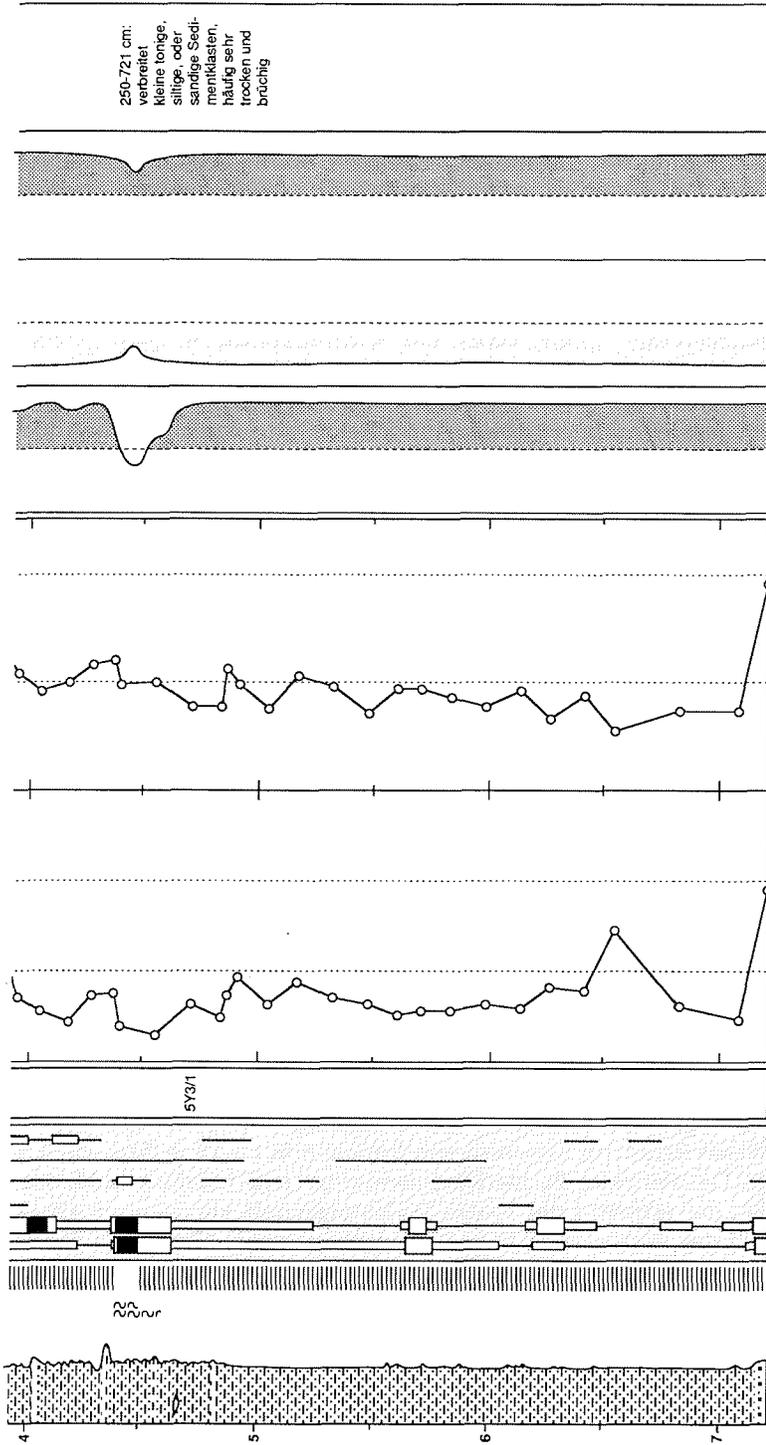


Abb. 54: Kerndiagramm der parallelisierten (GKG und SL) Sedimentabfolge an der Station PS1613 (2. Teil); Legende s. Abb. 36.



250-721 cm:
 verbreitet
 kleine tonige,
 siltige, oder
 sandige Sedi-
 mentklasten,
 häufig sehr
 trocken und
 brüchig



6.2. Diskussion und Interpretation der Ergebnisse

Wie die umfassende sedimentologische Bearbeitung der Oberflächenproben zeigte (Kap. 5.2.), werden heute regionale Unterschiede in der Genese der Sedimente im wesentlichen durch hydrographische Prozesse gesteuert. Die unterschiedliche Meereisverteilung im Untersuchungsgebiet verursacht rezent keine signifikanten Unterschiede in den Sedimentparametern, die Zufuhr von terrigenem Material durch Eisberge ist vermutlich sehr homogen und es gibt keine Anzeichen für gravitative Sedimentumlagerungen.

Im Gegensatz dazu bestimmten in dem Ablagerungszeitraum, der mit den bearbeiteten Sedimentkernen erfaßt wurde, neben den hydrographischen auch glaziale Prozesse die Sedimentgenese. Außerdem sind in den Sedimenten des Kontinentalhangs Erosions- und Umlagerungsprozesse als Folge von gravitivem Sedimenttransport dokumentiert. Eine Interpretation und Rekonstruktion der Umweltbedingungen wird dadurch erschwert, daß die einzelnen Veränderungen häufig an verschiedenen Orten zu unterschiedlichen Zeiten verliefen. Daher ist eine lithostratigraphische Korrelation der Kerne anhand der Sedimentparameter nur sehr eingeschränkt möglich.

Im folgenden werden zunächst die stratigraphischen Ergebnisse zusammengefaßt und die daraus abzuleitenden Sedimentations- und Akkumulationsraten der Sedimente vom Kontinentalhang diskutiert. Anschließend werden die einzelnen Prozesse und Veränderungen in den Umweltbedingungen anhand der Sedimentparameter interpretiert und rekonstruiert. Abschätzungen der wichtigsten Veränderungen sind in den Kerndiagrammen graphisch dargestellt, wichtige Prozesse erwähnt (Abb. 37 - 54; S. 70 - 89).

6.2.1. Stratigraphie, Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die vom Kontinentalschelf gewonnenen Sedimentabfolgen sind stark durch glaziale Prozesse beeinflusst. Da es in allen Kernen Anzeichen für Schichtlücken gibt (Kap. 6.2.2.1.), wurden für die Schelfstationen keine Sedimentations- und Akkumulationsraten berechnet.

Von den drei umfangreich bearbeiteten Stationen am Schelfrand befinden sich PS1420 und PS1609 im Verbreitungsraum des Sediment-Echotyps P/P_p (Abb. 2 und 13). Die Sedimentabfolgen von 4 m bzw. ca. 3 m erreichen nicht den sehr ebenen Subreflektor P_p dieses Echotyps, der an diesen Stationen in ca. 17 m bzw. ca. 6 m Sedimenttiefe liegt. Der Reflektor P_p markiert vermutlich eine Erosions- und/oder Kompaktionsfläche, die während des späten Weichselglazials vor weniger als ca. 31.000 Jahren durch das vorrückende Inlandeis angelegt wurde (Kap. 4.2.). Da an den Stationen keine Ablagerungen aus den aufliegenden Inlandeismassen gewonnen wurden, dürften die Sedimente erst nach dem Aufschwimmen und dem Rückzug des Eises akkumuliert sein und ein postglaziales Alter aufweisen. Der Beginn des Eisrückzuges vom äußeren Kontinentalschelf des südlichen Weddellmeeres läßt sich bisher nur ungenau angeben. Als Größenordnung kann der Be-

ginn des holozänen Temperaturanstieges herangezogen werden, der in der Antarktis an mehreren Eiskernen auf 16.000 J.v.h. datiert wurde (JOHNSON et al. 1972; BARKOV et al. 1975; LORIUS et al. 1979).

Von den Stationen PS1611, aus dem Verbreitungsraum des Echotyps P_p , und PS1621, ca. 300 km südlich des Untersuchungsgebietes, wurden ^{14}C -Datierungen an Karbonatschalen aus stark kompaktierten Diamiktiten durchgeführt. Sie erbrachten mit korrigierten ca. 11.000 bzw. 7.540 J.v.h. jeweils postglaziale Sedimentalter. Die Genese der Diamiktite und das Auftreten des Reflektors P_p an der Station PS1611 werden in Kap. 6.2.2.1. diskutiert.

Von den sechs bearbeiteten Stationen am Kontinentalhang liegen aus ^{14}C -Datierungen, $\delta^{18}O$ -Profilen, $^{230}Th_{excess}$ -Aktivitäten und paläomagnetische Messungen stratigraphische Informationen vor, mit denen Sedimentations- und Akkumulationsraten nach EHRMANN & THIEDE (1985) berechnet wurden (Tab. 6).

Tab. 6: Sedimentations- und Akkumulationsraten in den Sedimentabfolgen am Kontinentalhang. Als stratigraphische Grenzen wurden ^{14}C -Datierungen und die Stadiengrenzen 1/2 der Sauerstoffisotope (12.000 J.v.h.) herangezogen. Bei der Angabe von minimalen Raten wurde das Isotopenstadium 5.5 (122.000 - 128.000 J.v.h.) bzw. das paläomagnetische Laschamp Event (33.000 - 47.000 J.v.h.) im entsprechenden Sedimenthorizont nicht erreicht. Fragezeichen kennzeichnen unsichere Daten.

Station	Sedimenthorizont [cm]	Grundlage	Sedimentationsrate [cm ka ⁻¹]	Akkumulationsrate [g cm ⁻² ka ⁻¹]
PS1494	0 - 46	$\delta^{18}O$	> 3,8	> 10
PS1498	0 - 130	$\delta^{18}O$	11	28
PS1498	130 - 906	$\delta^{18}O$	> 7	> 17
PS1498	130 - 906	Paläomagnetik	> 37 (?)	> 96 (?)
PS1498	0 - 906	^{230}Th	≈ 10 - 50 (?)	≈ 26 - 130 (?)
PS1606	0 - 96	$\delta^{18}O$	8	21
PS1606	96 - 406	$\delta^{18}O$	> 2,8 (?)	> 7 (?)
PS1607	0 - 24	$\delta^{18}O$	2,0	5
PS1607	24 - 208	$\delta^{18}O$	> 1,7	> 4
PS1612	0 - 13	^{14}C	12	30
PS1612	13 - 27	^{14}C	15	39
PS1612	27 - 31	^{14}C	2,5	6,5
PS1612	31 - 77	$\delta^{18}O$	5,5	14
PS1612	77 - 187	$\delta^{18}O$	> 1,0	> 2,6
PS1613	0 - 238	$\delta^{18}O$	20	51
PS1613	238 - 721	$\delta^{18}O$	> 4,4	> 11

Feste Zeitmarken stellen die drei ^{14}C -Alter von der Station PS1612 dar, sowie die Stadiengrenzen 1/2 der Sauerstoffisotope (12.000 J.v.h.; IMBRIE et al. 1984) von fünf Stationen. Die beiden ^{14}C -Datierungen an der Station PS1498 erbrachten keine eindeutigen Ergebnisse. Minimale Sedimentalter lassen sich außerdem aus den $\delta^{18}O$ -Profilen unterhalb der Stadiengrenze 1/2 abschätzen. Treten keine Isotopenverhältnisse auf, die auf interglaziale Ablagerungen schließen lassen, so läßt sich annehmen, daß zumindest das Stadium 5.5 (128.000 bis 122.000 J.v.h.; IMBRIE et al. 1984), welches global dem Stadium 1 vergleichbare $\delta^{18}O$ -Werte aufweist, mit den Sedi-

menten nicht erreicht wurde. Diese Annahme ist jedoch in Sedimentabfolgen mit Schichtlücken, wie an der Station PS1606, sehr unsicher. Zusätzlich liefern die Bestimmungen der $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Aktivitäten (Kap. 6.1.7.3.) sowie die paläomagnetischen Messungen (Kap. 6.1.7.4.) an der Station PS1498 Hinweise über mögliche Sedimentalter.

Die Stationen PS1494, PS1606 und PS1607 liegen am mittleren bzw. unteren Kontinentalhang östlich der Erosionsstruktur (Abb. 2). An der Station PS1494 wurden oberhalb von drei Diamiktithorizonten ausschließlich Sedimente des Isotopenstadiums 1 gewonnen. Deren minimale Sedimentationsrate beträgt 3,8 cm/ka. An den Stationen PS1606 und PS1607 betragen die Sedimentationsraten im Stadium 1 8 bzw. 2 cm/ka, in den älteren, nicht genauer datierten Sedimenten sind sie mindestens halb so hoch.

An der Station PS1612 am oberen Kontinentalhang, knapp östlich der Erosionsstruktur (Abb. 2), ermöglichen drei ^{14}C -Datierungen an Bryozoen eine höhere stratigraphische Auflösung der Sedimentabfolge (Abb. 55). Im Stadium 1 treten bis ca. 2.000 J.v.h. Sedimentationsraten in der Größenordnung der anderen Stationen östlich der Erosionsstruktur (s.o.) auf. Nach dem Einsetzen des Bryozoenwachstums erhöhen sich die Raten deutlich. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, daß die meist fächerförmigen Zooecien der Bryozoen die Stromgeschwindigkeit am Boden reduzieren und damit eine Akkumulation fördern.

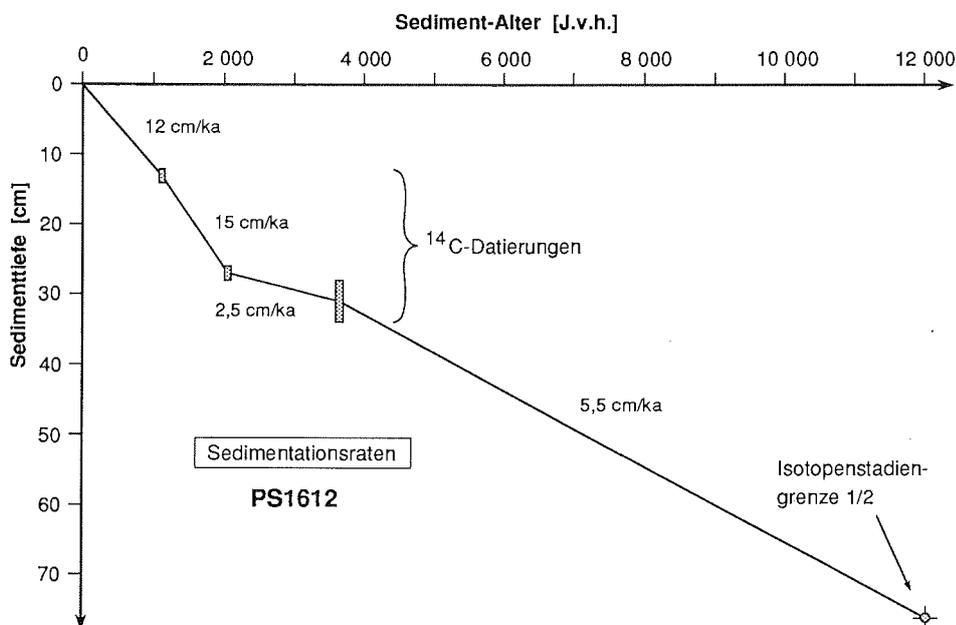


Abb. 55: Sedimentationsraten an der Station PS1612 auf der Grundlage von ^{14}C -Datierungen und der Isotopenstadiengrenze 1/2. Die ^{14}C -Alter sind mit einer Rezentprobe korrigiert; die Fehlerbreiten und die Mächtigkeiten der Probenhorizonte sind über die Größe der Datenpunkte ausgedrückt.

Die Station PS1613 liegt am oberen Kontinentalhang westlich der Erosionsstruktur (Abb. 2). Die Sedimentationsraten im Stadium 1 sind mit 20 cm/ka deutlich höher als in den Sedimenten östlich der Struktur. In der Sedimentabfolge treten unterhalb der Stadiengrenze 1/2 in einem Horizont von ca. 350 bis 380 cm und in der tiefsten Probe bei 720 cm erneut leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf (Abb. 54). Sie gehen jeweils mit deutlich erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten einher. Diese Werte dürften vom globalen Isotopensignal weitgehend unabhängig sein, da in den entsprechenden Tiefen sämtliche Sedimentparameter auf eine glazialzeitliche Sedimentation hindeuten (Kap. 6.2.2.) und die über- sowie unterlagernden Sedimente mit Ausnahme der Isotopenwerte mit diesen Horizonten vergleichbare Analysenergebnisse zeigen. Diagenetische Veränderungen der Karbonatschalen als Ursache erscheinen unwahrscheinlich, da sich jeweils die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse zu leichteren, die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse zu schwereren Werten ändern (GROBE et al. 1990). Für den Horizont in 350 - 380 cm Sedimenttiefe sind auch Umlagerungen der Foraminiferen nicht anzunehmen, weil die Sandgehalte in diesem Sedimentabschnitt mit $< 1\%$ sehr gering sind. Daher ist eher von lokalen Schmelzwassereinträgen als Ursache der Isotopenwerte auszugehen, wie sie u.a. von LABEYRIE et al. (1986), BROECKER et al. (1988c), JONES & KEIGWIN (1988) sowie GROBE et al. (1990) beschrieben werden. Es ist somit anzunehmen, daß auch in dieser Sedimentabfolge das Stadium 5.5 nicht enthalten ist, woraus sich Sedimentationsraten vor der Stadiengrenze 1/2 von > 4 cm/ka berechnen lassen.

Auch an der Station PS1498 am unteren westlichen Kontinentalhang (Abb. 2) sind die Sedimentationsraten im Isotopenstadium 1 mit 11 cm/ka deutlich höher als östlich der Erosionsstruktur. Unterhalb der Stadiengrenze 1/2 treten durchgehend sehr schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf, die auf minimale Sedimentationsraten von 7 cm/ka hindeuten. Aus dem $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Profil deutet sich ein noch weit höherer Sedimenteintrag an (Kap. 6.1.7.3.). Dies wird durch die paläomagnetischen Messungen gestützt, aus denen sich ein Alter an der Basis der gewonnenen Sedimentabfolge von < 33.000 Jahre ableiten läßt (Kap. 6.1.7.4.).

Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß im Isotopenstadium 1 der Sedimenteintrag am Kontinentalhang sehr große regionale Unterschiede aufwies. Er war westlich der Erosionsstruktur mit 11 bzw. 20 cm/ka deutlich höher als östlich der Struktur mit 2 bis 8 cm/ka. Dies bestätigt die Interpretation der 3,5 kHz-Echogramme, wonach westlich der Struktur eine "Levee"-Sedimentation verbreitet ist. Sie entsteht dadurch, daß durch Strömung oder gravitative Transportprozesse Feinmaterial in Suspension gelangt, welches in Form von Suspensionswolken entlang der Struktur geführt wird und teilweise im Westen der Struktur akkumuliert. Damit ist eine Anreicherung der durch Eisberge eingetragenen Sedimentfracht mit Feinmaterial verbunden, was in einer hohen Sedimentationsrate resultiert.

Über die Sedimentations- und Akkumulationsraten vor der Stadiengrenze 1/2 liegen aufgrund der eingeschränkten stratigraphischen Daten nur ungenaue Informationen vor. Sie können jedoch sicher nicht wesentlich geringer gewesen sein als im Stadium 1. An der Station PS1498 westlich der Erosionsstruktur gibt es einige Indizien für einen deutlich höheren Sedimenteintrag in diesen älteren Sedimenten.

6.2.2. Glaziologische Einflüsse auf die Sedimentation

6.2.2.1. Kompaktion, Erosion und Transport durch Eis

Eisberge, die von Gletschern, Eiswällen oder schmalen Schelfeisen kalben, können Sedimentfracht (IRD = "Ice Rafted Debris") aus den Einzugsgebieten ihrer Eisströme über weite Entfernungen transportieren. Auf den Schelf vorgerücktes Inlandeis oder den Meeresboden berührende Eisberge können abgelagerte Sedimente kompaktieren, erodieren und transportieren (KELLOGG & KELLOGG 1988; LIEN et al. 1989).

Mit den Veränderungen im Volumen und in der Ausdehnung des antarktischen Eisschildes könnten Wechsel im IRD-Eintrag im Untersuchungsgebiet verbunden gewesen sein. Heute wird der IRD primär aus Osten eingetragen, durch Eisberge, die mit dem Weddellwirbel und der Ostwindzone zugeführt werden. Er enthält wahrscheinlich hauptsächlich die in der östlichen Umrandung des Weddellmeeres verbreiteten metamorphen und vulkanischen Gesteine sowie aus deren physikalischer Verwitterung isolierte Minerale (Kap. 5.2.1.1.).

Zur Rekonstruktion von möglichen Veränderungen im Liefergebiet des IRD liefern die Grobfractions- und Smear-Slide-Analysen am Kernmaterial keine Hinweise, da die terrigenen Komponenten nur qualitativ untersucht wurden. Die semi-quantitativ analysierten Mineralverteilungen in der Tonfraktion zeigen am unteren Kontinentalhang deutliche Schwankungen. Die Tonfraktion stellt jedoch die potentielle Suspensionsfracht der Wassermassen dar und ist somit in besonderem Maße Umlagerungsprozessen unterworfen. Daher sind Unterschiede in der Tonmineralogie primär auf die ozeanographische Zirkulation und nur untergeordnet auf den IRD-Eintrag zurückzuführen (Kap. 5.2.2.). Die Karbonatgehalte der Sedimente dagegen sind ein wichtiger Parameter zur Identifizierung von Veränderungen in den Liefergebieten. Die Schwankungen in den Karbonatgehalten weichen teilweise deutlich von den Schwankungen in den Gehalten der biogenen karbonatischen Komponenten in den Grobfractionen ab. Dies ist zumindest an der Station PS1498 unterhalb 160 cm Sedimenttiefe die Folge eines detritischen Karbonateintrages, welcher vermutlich alle Kornfraktionen umfaßt (Kap. 6.1.5.).

An der Station PS1498 steigen die Karbonatgehalte unterhalb 160 cm Sedimenttiefe von <1% auf 4 - 6 % an, während die karbonatischen biogenen Komponenten keinen deutlichen Anstieg aufweisen (Abb. 41). Ein ähnliches Bild zeigt sich an der Station PS1613 (Abb. 53). Dort steigen unterhalb 250 cm Sedimenttiefe die Karbonatgehalte von < 2 % auf 3 - 6 % an, während gleichzeitig die Gehalte biogener karbonatischer Komponenten sogar zurückgehen. Ähnliche Änderungen treten auch an anderen Stationen auf, sind dort jedoch weniger eindeutig.

Potentielle Liefergebiete der detritischen karbonatischen Komponenten finden sich im nördlichen Transantarktischen Gebirge, im Einzugsbereich von Eisströmen, die in das Filchner-Ronne-Schelfeis münden (Abb. 7). In den Pensacola-Bergen und in der Argentina Range (Abb. 1) treten Sandsteine mit karbonatischen Bindemitteln auf (SCHMIDT & FORD 1969; WEBER 1982), in den Whichaway Nunataks und in der

Shackleton Range (Abb.1) sind außerdem Karbonatgesteine und Mergelsteine aufgeschlossen (STEVENSON 1966; CLARKSON & WYETH 1983). Diese Gesteinsvorkommen spiegeln sich auch in dem Geröllspektrum glazialmariner Sedimente wider, das an der Westflanke der Filchner-Rinne (Abb. 1) bis zu 23 % Karbonatgesteine enthält (OSKIERSKI 1988).

An den Stationen PS1498 und PS1613 erfolgte der detritische Karbonateintrag jeweils bis kurz vor der Isotopenstadiengrenze 1/2 (Abb. 41 und 53). Während des letzten Vereisungsmaximums, als die Eismassen bis zum Schelfrand auf dem Untergrund auflagen, wurde demnach im Untersuchungsgebiet zumindest teilweise IRD von Eisbergen eingetragen, die von den Eismassen des südlichen Weddellmeerschelfes kalbten. Der IRD-Eintrag aus Süden endete noch vor der Stadiengrenze 1/2 (12.000 J.v.h.). Er kam nach Abschätzungen aus den minimalen Sedimentationsraten vor der Stadiengrenze 1/2 (Kap. 6.2.1.) innerhalb weniger Jahrhunderte zum Erliegen. Dies ist wahrscheinlich auf einen raschen Rückzug der Eismassen vom äußeren Kontinentalschelf zurückzuführen. Die Eisberge aus einem dadurch weiter südlich gelegenen Kalbungsgebiet wurden vermutlich mit dem Weddellwirbel und der Ostwinddrift nach Westen transportiert und konnten den Kontinenthang des Untersuchungsgebietes nicht mehr erreichen. Dort erfolgte dann der IRD-Eintrag, wie auch heute, primär durch Eisberge aus der östlichen Umrandung des Weddellmeeres.

An den Stationen PS1420 und PS1611 vom Schelfrand sowie an den Stationen PS1494, PS1606, PS1607 und PS1612 vom Kontinenthang (Abb. 2) wurden stark kompaktierte Diamiktite gewonnen. Die starke Kompaktion wird durch geringere Porositäten und höhere Feuchtraumdichten gegenüber normal kompaktierten Sedimenten mit vergleichbaren Tongehalten belegt (Abb. 56). Gemeinsam haben die Diamiktite neben der starken Kompaktion das häufige Fehlen von Sedimentstrukturen, ein breites und schlecht sortiertes Korngrößenspektrum mit hohen Kiesgehalten, recht dunkle Sedimentfarben und meist recht geringe Volumenssuszeptibilitäten. Außerdem weisen sie geringe Gehalte an Illit, Talk, Amphibolen und Feldspäten, sowie hohe Gehalte an Quarz und Kaolinit auf. Diese Zusammensetzung deckt sich mit den Sedimenten der Filchner-Rinne sowie mit den Oberflächensedimenten auf dem Schelf und am oberen westlichen Kontinenthang des Untersuchungsgebietes (Kap. 5.2.2.1.).

Alle gewonnenen Diamiktite enthalten biogene Komponenten, die einen marinen Einfluß auf die Sedimentation belegen. Sie unterscheiden sich damit von den auf den antarktischen Schelfen verbreiteten glazialen Diamiktiten, die als Grundmoränen des aufliegenden Inlandeises abgelagert wurden. Diese als "orthotill", "lodgment till" oder "basal till" bezeichneten Diamiktite sind meist frei von biogenen Sedimentkomponenten (ANDERSON et al. 1980a, b; DOMACK et al. 1980; DOMACK 1982; MELLES 1987).

ELVERHØI (1981) und ORHEIM & ELVERHØI (1981) beschreiben vom Schelfrand des südlichen und östlichen Weddellmeeres stark kompaktierte, fossilführende Diamiktite. Diese werden von ihnen als glazialmarine Ablagerungen gedeutet, die

durch das vorrückende Inlandeis im späten Weichselglazial kompaktiert wurden. Aus einer ^{14}C -Datierung vom Schelfrand des südlichen Weddellmeeres, im Westen des Untersuchungsgebietes dieser Arbeit, leiten sie ein Maximalalter des Eisvorstoßes von ca. 31.000 J.v.h. ab.

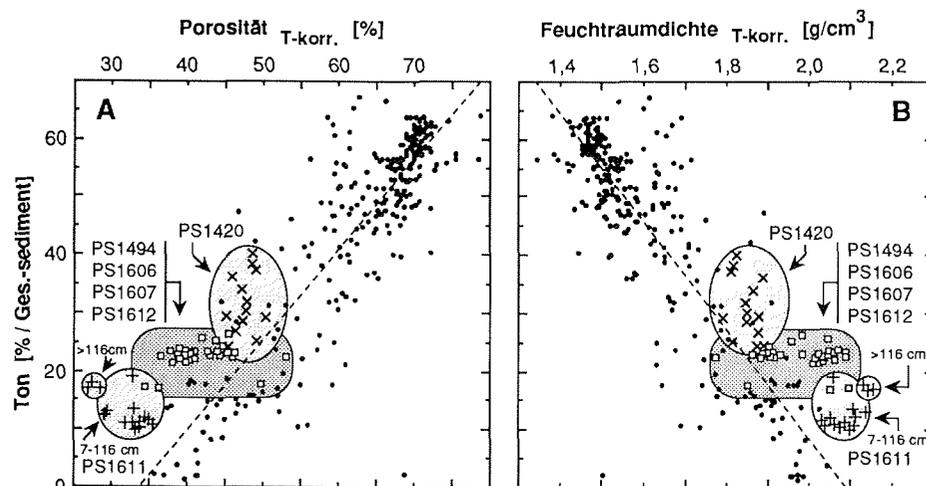


Abb. 56: Gegenüber normal kompaktierten Sedimenten mit vergleichbaren Tongehalten geringere Porositäten (A) und höhere Feuchtraumdichten (B) belegen die starke Kompaktion der Diamiktite im Untersuchungsgebiet. Die beiden Diamiktite an der Schelfstation PS1611 sind unterschiedlich stark kompaktiert und weisen gegenüber dem Diamiktit an der Schelfstation PS1420 deutlich geringere Tongehalte auf. Dagegen zeigen die Diamiktite der vier Hangstationen (PS1494, PS1606, PS1607, PS1612) sehr ähnliche Korngrößenverteilungen (T-korr.=Tiefenkoriert, s. Abb. 13-15).

Die Station PS1611 am Schelfrand (Abb. 2) liegt im Verbreitungsraum des Echantyps P_p , dessen sehr ebener, schallharter Oberflächenreflektor wahrscheinlich eine durch das vorrückende Inlandeis angelegte Erosions- und/oder Kompaktionsfläche darstellt (Kap. 4.2.). Diese Fläche könnte demnach in der Sedimentabfolge von 134 cm Länge enthalten sein. In 7 - 116 cm sowie unterhalb 116 cm Sedimenttiefe treten zwei stark kompaktierte Diamiktite auf. Der untere Diamiktit unterscheidet sich von dem oberen durch geringere Gehalte an karbonatischen und kieseligen Organismenresten, durch etwas höhere C_{org} -Gehalte, durch eine dunklere Sedimentfarbe und durch eine stärkere Kompaktion, die sich in deutlich geringeren Porositäten und höheren Feuchtraumdichten ausdrückt (Abb. 56).

Die stärkere Kompaktion des unteren Diamiktites (> 106 cm) deutet eher auf eine Kompaktion und/oder Erosion durch das Inlandeis hin. Die Grenze zwischen den beiden Diamiktiten könnte daher den Reflektor P_p darstellen. Daß er in den 3,5 kHz-Echogrammen als Oberflächenreflektor ausgebildet ist, stellt keinen Widerspruch dar, da die geringe Mächtigkeit von 116 cm der überlagernden Sedimente unterhalb der Auflösungsgrenze in den 3,5 kHz-Echogrammen liegt (Kap. 4.1.).

Unterhalb 116 cm Tiefe wären danach glazialmarine Sedimente durch das Inlandeis kompaktiert, möglicherweise von überlagernden Sedimenten freigelegt und, wie die fehlenden Sedimentstrukturen belegen, homogenisiert worden. Nach den leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen dürften die Sedimente in einem Interglazial akkumuliert sein. Die Umweltbedingungen waren dem Holozän ähnlich. Sandige Relikt-sedimente lassen sich auf eine starke Wasserbewegung mit einer Abreicherung der Feinfraktionen zurückführen, die Mineralverteilung in der verbliebenen Tonfraktion deutet auf den südlichen Weddellmeerschelf als Liefergebiet hin.

Der obere Diamiktit kann nicht durch das vorrückende Inlandeis im Weichselglazial kompaktiert worden sein, weil eine ^{14}C -Datierung an Seepockenschalen der Art *Bathylasma corolliforme* (Abb. 14a) aus 9 - 36 cm Sedimenttiefe ein korrigiertes Alter von ca. 11.000 Jahren erbrachte. Da die Seepockenschalen sehr groß sind (bis 10 cm Länge) und auch die dünnwandigen Bereiche am Rand der Schalen sehr gut erhalten sind, dürften sie nicht wesentlich durch Wasser transportiert worden sein. Auch der Diamiktit insgesamt ist vermutlich autochthon, da von der sehr seltenen, im Weddellmeer bisher nicht beschriebenen *B. corolliforme* auch lebende Exemplare an der Oberfläche vertreten sind. Das korrigierte ^{14}C -Alter von ca. 11.000 J.v.h. markiert daher den Zeitpunkt, an dem sich spätestens das Inlandeis vom äußeren Kontinentalschelf zurückgezogen hatte und eine Besiedlung des eisfreien Raumes einsetzen konnte. Der Eisrückzug dürfte jedoch noch einige Zeit früher erfolgt sein, da die Seepockenschalen aus einem Horizont ca. 1 m oberhalb der vermutlichen Erosionsfläche isoliert wurden. Dies stützt die zu Beginn dieses Kapitels aus der deutlichen Abnahme des detritischen Karbonateintrages abgeleitete Vermutung, daß sich das Eis bereits vor der Isotopenstadiengrenze 1/2 (12.000 J.v.h.) zurückgezogen hatte. Die starke Kompaktion des Diamiktites ist wahrscheinlich auf eine spätere Grundberührung eines Eisberges zurückzuführen, mit der vermutlich auch eine Homogenisierung des Sedimentes verbunden war.

Grundberührungen von Eisbergen scheinen in der Vergangenheit am Schelfrand des südlichen Weddellmeeres wiederholt erfolgt zu sein. Die Oberflächenreflektoren der Sediment-Echotypen P/P_p und P_{sh} zeigen verbreitet Pflugmarken von Eisbergen (Kap. 4.2.). Außerdem wurden an den 11 Stationen des Schelfrandprofils (Abb. 2) nach den Bordbeschreibungen mit allen Kastengreifern stark kompaktierte Sedimente gewonnen. Da diese jeweils von 7 - 41 cm mächtigen normal kompaktierten Sedimenten überlagert werden, sind rezente Grundberührungen von Eisbergen nicht anzunehmen. Außerdem weisen selbst die großen Eisberge von Schelfeis heute im Weddellmeer Tiefgänge von meist nur 200 - 300 m auf (ELVERHØI 1984), die Wassertiefen am Schelfrand im Untersuchungsgebiet betragen jedoch ca. 400 - 600 m. Für den Beginn des postglazialen Eisrückzuges, als der Meeresspiegel von ca. 115 m unter NN (MEISCHNER 1990) zu steigen begann, ist jedoch von deutlich geringeren Wassertiefen als heute auszugehen. Außerdem dürften die Eisberge größere Tiefgänge aufgewiesen haben, da sie von einem mächtigeren Schelfeis gekalbt sind. Das Schelfeis entwickelte sich aus dem aufschwimmenden Inlandeis, welches während des Weichselglazials wahrscheinlich bis zum Grund der Filchner-Rinne, in rezenten Wassertiefen von mindestens 1165 m aufgelegt hatte (MELLES 1987; FÜTTERER & MELLES 1990).

Ein dem oberen Diamiktit der Station PS1611 sehr ähnliches Sediment wurde im GKG der Station PS1621 gewonnen. Sie liegt ca. 300 km südlich des Untersuchungsgebietes, in 510 m Wassertiefe an der Ostflanke der Filchner-Rinne (Abb. 4). An dieser Station tritt ebenfalls ein strukturloser, schlecht sortierter und nach der Sedimentbeschreibung stark kompaktierter Diamiktit auf, der Bruckstücke von *B. corolliforme* enthält. Dieser Diamiktit wird von ca. 18 cm normal kompaktierten, sandigen und kiesigen Sedimenten überlagert, die keine Seepockenschalen enthalten. Eine Umlagerung der Seepockenschalen durch Wasser erscheint wiederum durch ihre Größe (bis 10 cm Länge) und gute Erhaltung unwahrscheinlich. Mit einem korrigierten ¹⁴C-Alter von 7.540 Jahren sind die Seepocken sicher holozänen Ursprungs. Da die Filchner-Rinne wahrscheinlich während des Weichselglazials vollständig von aufliegenden Eismassen ausgefüllt war (MELLES 1987), dürften die 7.540 Jahre das Minimalalter für das Aufschwimmen des Eises an dieser Station darstellen. Damit hat diese Datierung auch eine große Bedeutung für die Interpretation der Sedimente im Untersuchungsgebiet.

Als Ursache für die spätere Kompaktion der Seepocken führenden Sedimente an der Station PS1621 kommen Eisberge oder das Inlandeis in betracht. Eine Kompaktion durch Eisberge würde einen Verlauf der Kalbungslinie des Schelfeises weit südlich der heutigen Position spätestens vor 7.540 Jahren voraussetzen. Eine solche Situation läßt sich aus den holozänen Sedimenten in der Filchner-Rinne nicht nachvollziehen (MELLES 1987). Wahrscheinlicher ist daher eine Kompaktion durch das Inlandeis. Die Sedimentverteilung in der Filchner-Rinne deutet auf zwischenzeitliche Vorstöße der Grundlinie des Eises während des holozänen Eisrückzuges hin (MELLES 1987). Da die Vorstöße jedoch nur kleinräumig gewesen sein dürften, müssen die Seepocken unter dem schwimmenden Schelfeis gelebt haben. Dies ist möglich, da Sedimentproben und Fotos 430 km bzw. 475 km südlich der Kalbungslinie des Ross-Schelfeises zahlreiche epibenthische Organismen unter dem Eis nachgewiesen haben (BRUCHHAUSEN et al. 1979; LIPPS et al. 1979).

Der stark kompaktierte Diamiktit in 347 - 41 cm Sedimenttiefe an der Station PS1420 am Schelfrand (Abb. 2) überlagert laminierte, tonig-siltige Sedimente. Deren sedimentphysikalischen Parameter liefern keine Hinweise auf eine verstärkte Kompaktion. Der Diamiktit kann daher nicht an seiner heutigen Position kompaktiert worden sein. Er ist somit allochthon und unterscheidet sich dadurch von den Diamiktiten der Stationen PS1611 und PS1621. Da aufgrund der sehr ebenen Schelfmorphologie gravitative Transportprozesse auszuschließen sind, wurde der Diamiktit wahrscheinlich durch das Ausschmelzen aus einem Eisberg eingetragen. Dazu muß ein glazialmarines Schelfsediment durch Eis kompaktiert und aufgenommen worden sein. Die nur noch teilweise erkennbaren Schichtungsstrukturen zeigen, daß mit diesem Prozeß eine Homogenisierung des Sedimentes verbunden war. Die Aufnahme eines ca. 3 m mächtigen Sedimentpaketes läßt sich am besten durch Anfrieren erklären. In geringer Entfernung südlich der Grundlinie des Eises wird Permafrost (ORHEIM & ELVERHØI 1981) und eine verstärkte Sedimentaufnahme (DREWRY & COOPER 1981; DOMACK 1982) angenommen. Ein Vorstoß der Grundlinie des Eises könnte daher zu einer Kompaktion und Aufnahme glazialmariner Schelfsedimente geführt haben, die als Sedimentpaket durch einen Eisberg trans-

portiert und am Schelfrand aus dem Eisberg ausgeschmolzen und abgelagert worden sind. Die mit der Filchner-Rinne (Abb. 1) identische Mineralverteilung in der Tonfraktion des Diamiktites deutet auf den südlichen Weddellmeerschelf als Liefergebiet und damit auf das Filchner-Ronne-Schelfeis als Transportmedium hin.

Am Kontinentalhang wurden stark kompaktierte Diamiktite ausschließlich östlich der Erosionsstruktur (Kap. 4.2.) gewonnen. Dort treten sie an der Basis von allen bearbeiteten Sedimentabfolgen, an den Stationen PS1494, PS1606, PS1607 und PS1612 auf. An der Station PS1494 wurden drei Diamiktite gewonnen, die voneinander durch eine 0,5 cm mächtige Mittelsandlage bzw. eine 2 cm mächtige Grobsandlage getrennt sind. An dieser Station werden die Diamiktite von Sedimenten des Isotopenstadiums 1 überlagert. An allen anderen Stationen treten sie in älteren Sedimenten auf. Die Diamiktite zeigen jeweils scharfe obere und an der Station PS1494 erkennbare untere Begrenzungen, keine Sedimentstrukturen und sehr ähnliche Sedimentparameter.

Das Auftreten von benthischen Foraminiferen, die auf dem Kontinentalschelf verbreitet sind (MACKENSEN mdl. Mtlg. 1990), deutet auf einen Schelfursprung der Diamiktite hin. Mit Ausnahme des obersten Diamiktites an der Station PS1494 weisen die Diamiktite hohe Karbonatgehalte bei gleichzeitig relativ geringen Gehalten karbonatischer biogener Komponenten auf. Dies läßt sich auf einen hohen detritischen Karbonatgehalt zurückführen, der auf den südlichen Weddellmeerschelf als Liefergebiet hindeutet (s.o.). Für die Diamiktite der Stationen PS1606 und PS1607 wird dies aus der Mineralverteilung in der Tonfraktion bestätigt, die sich mit der Verteilung in den Sedimenten der Filchner-Rinne (Abb. 1) deckt. Der Diamiktit an der Station PS1612 weist sehr geringe Volumenssuszeptibilitäten auf. Dies ist ebenfalls ein Hinweis auf ein südliches Liefergebiet, da die Volumenssuszeptibilitäten negativ mit den für die Filchner-Rinne charakteristischen Kaolinit- und Quarzgehalten in der Tonfraktion korreliert sind (Kap. 6.1.6.).

Die Hangdiamiktite könnten eine ähnliche Entstehungsgeschichte haben wie der Diamiktit an der Schelfstation PS1420. Danach würde ein vorstoßendes Inlandeis glazialmarine Schelfsedimente südlich der Grundlinie des Eises homogenisiert, kompaktiert und durch Anfrieren aufgenommen haben. Eisberge könnten diese Sedimente dem Kontinentalhang zugeführt haben. Ein Eisfrachteintrag vom südlichen Weddellmeerschelf wurde aus den Karbonatgehalten für das letzte Vereisungsmaximum bis kurz vor der Isotopenstadiengrenze 1/2 abgeleitet (s.o.). Die Diamiktite der Stationen PS1606, PS1607 und PS1612 sind sicher älter als die Stadiengrenze 1/2. Außerdem haben sie den südlichen Schelf als Liefergebiet. Das gilt auch für die beiden unteren Diamiktite an der Station PS1494, die ein glaziales Alter aufweisen könnten, wenn mit der Ablagerung des obersten Diamiktites die Entstehung einer Schichtlücke verbunden gewesen wäre. Darauf deutet die 2 cm mächtige Lage sandiger Reliktsedimente hin, die den Diamiktit unterlagert. Die geringeren Karbonatgehalte in dem obersten Diamiktit an der Station PS1494 zeigen, daß er vermutlich nicht vom südlichen Schelf zugeführt wurde. Dieses deckt sich mit seiner Ablagerung während des Isotopenstadiums 1, in dem der IRD-Eintrag wahrscheinlich durchgehend von Osten erfolgte.

Der beschriebene Prozeß könnte somit eine Erklärung der Diamiktite am Kontinentalhang sein. Er kann jedoch nicht ihre offensichtliche Verbreitung ausschließlich östlich der Erosionsstruktur erklären, da ein Transport durch Eisberge unabhängig von der Morphologie des Meeresbodens ist. Weitere Deutungsmöglichkeiten der Hangdiamiktite stellen gravitative Transportprozesse dar (Kap. 6.2.4.).

Die vier Stationen am Kontinentalhang, welche kompaktierte Diamiktite enthalten, befinden sich östlich der Erosionsstruktur, im Verbreitungsraum der Sediment-Echotypen P_{s1} und W (Kap. 4.2.). Zumindest bei mächtigeren Diamiktiten ist nicht davon auszugehen, daß unterlagernde Sedimente mit dem 3,5 kHz-System aufgezeichnet werden können. Sowohl die hohen Grobkorngehalte als auch die starke Kompaktion der Diamiktite reduzieren die Eindringung der Schallwellen (DAMUTH 1975, 1978). Im Verbreitungsraum des Echotyps P_{s1} , der ausschließlich durch einen schallharten Oberflächenreflektor gekennzeichnet ist, könnten die Diamiktite teilweise die Ursache des Reflektors sein. Voraussetzung dafür ist ein Auftreten in einer so geringen Sedimenttiefe, daß die überlagernden Sedimente in den Echogrammen nicht aufgelöst werden können. Die Grenze der Auflösung beträgt ca. 3 m (Kap. 4.1.). Beim Echotyp W , der durch akustisch transparente, kissen- oder keilförmige Sedimente gekennzeichnet ist, könnten die Diamiktite einen teilweise beobachteten schallharten Basisreflektor hervorrufen, oder einen Oberflächenreflektor, der lokal zwischen den Körpern auftritt. Die Körper selbst können aufgrund ihrer akustischen Transparenz nicht die Diamiktite darstellen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß komplexe glaziale Erosions-, Kompaktions- und Transportprozesse nicht nur die Schelfsedimente sondern auch die Sedimente am Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes beeinflusst haben. Der glaziale Sedimenteintrag am Kontinentalhang erfolgte während des letzten Vereisungsmaximums primär aus Süden, durch kalbende Eisberge von dem bis zum Schelfrand vorgerückten Filchner-Ronne-Schelfeis. Mit dem Beginn des Eisrückzuges vor ca. 14.000 bis 13.000 Jahren änderte sich der Eisfrachteintrag von einem südlichen zu einem östlichen Liefergebiet. Die Änderung vollzog sich vermutlich innerhalb weniger hundert Jahre. Dies ist ein Anzeichen für einen raschen Rückzug der Eismassen vom äußeren Kontinentalschelf des südlichen Weddellmeeres, wie er bereits von MELLES (1987) abgeleitet wurde und auch für andere antarktische Schelfbereiche angenommen wird (DOMACK 1982; ANDERSON et al. 1983a). Bereits vor spätestens 7.540 Jahren hatte die Grundlinie des Eises eine Position ca. 400 km südlich des Schelfrandes erreicht.

6.2.2.2. Meereisbedeckung und biogene Produktion

Die Meereisbedeckung stellt durch den reduzierten Lichteinfall in das nährstoffreiche antarktische Wasser den wesentlichen limitierenden Faktor für die Planktonproduktion dar, die über die Nahrungskette auch die Benthosproduktion steuert (EL-SAYED 1971; SAKSHAUG & HOLM-HANSEN 1984).

Aus der Interpretation der Oberflächenproben deutete sich an, daß Unterschiede in der minimalen Meereisbedeckung von ca. 20 % bis > 50 % (Mitte Februar, Abb. 1)

keine signifikanten regionalen Unterschiede in der biogenen Produktion zur Folge haben (Kap. 5.2.1.2.). Dies wird hauptsächlich durch sehr homogene, schwere Verhältnisse der stabilen Kohlenstoffisotope in planktischen Foraminiferen dokumentiert. An allen Stationen im Untersuchungsgebiet sind die oberflächennahen Sedimente in den Kernen intensiv bioturbat. Sie zeigen damit eine ausreichende Versorgung der endobenthischen Fauna mit Nahrung an. Gemeinsam haben sie ausserdem relativ hohe Gehalte kieseliger Organismenreste und helle oder grünliche Sedimentfarben. Diese Gemeinsamkeiten können demnach als Anzeiger für eine relativ hohe biogene Produktion als Folge einer relativ geringen Meereisbedeckung herangezogen werden.

Die Verhältnisse der Kohlenstoffisotope unterliegen jedoch im Wechsel der quartären Klimazyklen globalen Schwankungen. Als Indikatoren für die biogene Produktion müssen sie daher in Sedimentkernen von den globalen Einflüssen unabhängig interpretiert werden. Dieses kann durch Vergleiche mit den Verhältnissen der Sauerstoffisotope geschehen. Schwankungen in den Sedimentationsraten oder Umlagerungsprozesse können die Intensität der Bioturbation und die Opalgehalte im Sediment beeinflussen. Unterschiede im Chemismus der Wassermassen und in den Wassertiefen können sich durch unterschiedlich intensive Abbauprozesse in der Wassersäule auf die Akkumulation der Organismenreste oder der organischen Substanz auswirken. Dies könnte die Überlieferung des primär produzierten Planktons bzw. die Produktion am Meeresboden beeinflussen.

Diese Einschränkungen ermöglichen nur eine grobe Rekonstruktion des Grades der Meereisbedeckung (Abb. 37 - 54; S. 70 - 89). Von der Rekonstruktion ausgenommen wurden durch gravitativen Transport abgelagerte (Kap. 6.2.4.) oder durch Eis kompaktierte, homogenisierte und umgelagerte Sedimente (Kap. 6.2.2.1.). Eine dichte Meereisbedeckung, die sich in den Sedimentparametern abbildet, dürfte auch in dem kurzen Zeitraum der Planktonblüte im Südsommer deutlich über 50 % betragen haben. Neben der Dauer und der Dichte der Eisbedeckung könnte auch ihre Mächtigkeit von Bedeutung sein. Heute ist das Meereis im Weddellmeer fast ausschließlich einjährig (PFIRMAN et al. 1990). In der Vergangenheit könnte jedoch, ähnlich wie heute im arktischen Ozean, ein größerer Anteil mehrjährigen Eises vorhanden gewesen sein. Dieses würde die Population der Eisalgen und damit die Nahrungsgrundlage der Wasserfauna im Frühjahr stark eingeschränkt haben (SPINDLER 1990).

Neben einer sehr dichten Meereisbedeckung könnte theoretisch auch eine Schelfeisüberdeckung durch den fehlenden Lichteinfall die Planktonproduktion ausschließen (GROBE 1986; MELLES 1987). Es gibt jedoch in den bearbeiteten Sedimenten keine Anzeichen dafür, daß die Produktion im Oberflächenwasser jemals vollständig zum Erliegen kam. Alle Sedimente enthalten, wenn auch häufig in geringer Anzahl, planktische Organismenreste. Die Sedimente, die auf geringe Planktonproduktion hindeuten, sind meist sehr feinkörnig. Daher ist ein lateraler Transport der biogenen Komponenten als Suspensionsfracht unter ein Schelfeis nicht anzunehmen.

An den Stationen PS1606 (Abb. 44), PS1498 (Abb. 42) und PS1613 (Abb. 54) vom Kontinentalhang (Abb. 2) zeigen sich deutliche Gemeinsamkeiten in der Geschichte der Meereisbedeckung.

An der Station PS1606, östlich der Erosionsstruktur, ist die Sedimentabfolge unterhalb 128 cm Tiefe durch gravitative Transportprozesse sehr stark gestört (Kap. 6.2.4.). Für den Sedimenthorizont zwischen 406 und 208 cm, in dem nur vereinzelt distale Turbiditlagen eingeschaltet sind, kann die Meereisbedeckung abgeschätzt werden. Als Folge von Hiaten durch Erosion im Hangenden, die durch hohe Feuchtraumdichten und geringe Porositäten der unterlagernden Sedimente dokumentiert sind, läßt sich dieser Horizont nicht sicher zeitlich einstuft. Obwohl die Sauerstoffisotope in diesen Sedimenten eine glazialzeitliche Akkumulation belegen ist daher ein Vergleich mit den anderen Hangkernen nur sehr eingeschränkt möglich. Zwischen 406 cm und 326 cm, im Hangenden eines stark kompaktierten Diamiktites, sind die Sedimente meist intensiv bioturbat und weisen hohe Opalgehalte sowie eine grünliche Sedimentfarbe auf. Dieses und die recht schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei gleichzeitig unverändert schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in den planktischen *N. pachyderma* deuten auf eine verstärkte Planktonproduktion als Folge einer geringeren Meereisbedeckung hin. Überlagert werden die Sedimente von einer meist laminierten Sedimentabfolge in 326 - 208 cm Tiefe, deren Parameter eine dichte Eisbedeckung anzeigen. Oberhalb des durch gravitative Sedimentationsprozesse stark gestörten Horizontes, gegen Ende des Isotopenstadiums 2, deutet sich eine Auflockerung der Eisdecke an. Im Stadium 1 zeigen die Parameter zwischen 81 und 53 cm Tiefe noch einmal eine dichte Bedeckung mit Meereis an, ehe sie bis zur Sedimentoberfläche wahrscheinlich relativ gering blieb.

Die Sedimentabfolgen an den Stationen PS1498 und PS1613 vom Kontinentalhang westlich der Erosionsstruktur deuten jeweils unterhalb der Stadiengrenze 1/2 über weite Bereiche auf eine sehr dichte Eisbedeckung hin. Die Sedimente sind meist frei von Bioturbation, enthalten sehr wenige kieselige Organismenreste und zeigen leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. In diese laminierten Sedimente ist an der Station PS1498 bei 516 - 527 cm, an der Station PS1613 bei 440 - 450 cm Tiefe ein bioturbater Horizont eingeschaltet, der sehr hohe Gehalte kalkiger benthischer und insbesondere planktischer Foraminiferen aufweist. Dieses wird als Anzeichen einer kurzfristig reduzierten Eisbedeckung interpretiert, obwohl in diesen Horizonten die Opalgehalte und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse nicht signifikant erhöht sind. Wie bei der Station PS1606 nimmt an diesen beiden Stationen die Eisbedeckung am Ende des Isotopenstadiums 2 ab. An der Station PS1498 steigt sie an der Stadiengrenze 1/2 wieder deutlich an, während sie an PS1613 zu diesem Zeitpunkt nur gering ist. Im Isotopenstadium 1 existierte an den beiden Stationen überwiegend eine geringe Eisbedeckung. An PS1498 ist wie an PS1606 ein Horizont, in 78 - 50 cm Tiefe, an PS1613 sind drei Horizonte in 211 - 204 cm, 77 - 47 cm und 39 - 7 cm eingeschaltet, die deutliche Hinweise auf eine dichte Eisdecke liefern. Die erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in der tiefsten Probe und in dem Abschnitt von 350 - 380 cm Tiefe an der Station PS1613 stellen kein Produktionssignal dar, sondern sind vermutlich auf Schmelzwassereinflüsse zurückzuführen (Kap. 6.2.1.).

An der Station PS1494 (Abb. 40) vom oberen Kontinentalhang knapp östlich der Erosionsstruktur (Abb. 2) wurden im Hangenden von drei stark kompaktierten Diamiktithorizonten ausschließlich Sedimente des Stadiums 1 gewonnen. Intensive Bioturbation, hohe Opalgehalte und schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse lassen auf eine relativ geringe Meereisbedeckung schließen.

An den Stationen PS1607 (Abb. 46) vom oberen östlichen und PS1612 (Abb. 52) vom oberen westlichen Kontinentalhang nahe dem Schelfrand (Abb. 2) deuten die Parameter in den Sedimenten unterhalb der Stadiengrenze 1/2 auf eine deutlich geringere Meereisbedeckung hin als an den zuvor vorgestellten Hangstationen. Dies wird durch z.T. recht hohe Opalgehalte, intensive Bioturbation recht schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse bei gleichzeitig schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen und teilweise hellen oder grünlichen Sedimentfarben belegt. Während an der Station PS1607 auch im Stadium 1 die Eisbedeckung vermutlich durchgehend gering war, dürfte sie an PS1612 zu Beginn des Stadiums 1 zunächst recht dicht gewesen sein. Erst oberhalb ca. 28 cm ging sie deutlich zurück, zeitgleich mit dem Beginn des Wachstums eines Bryozoenbioherms, dessen Basis mit der ^{14}C -Methode auf ca. 3.700 J.v.h. datiert wurde (Kap. 6.2.1.).

Die Sedimentabfolgen vom Schelfrand sind stark durch glaziale Prozesse beeinflusst (Kap. 6.2.2.1.). Gründende Eisberge können durch Umlagerung oder Resuspension der Schelfsedimente zu Schichtlücken oder kurzfristig sehr hohen Sedimentationsraten geführt haben. Daher ist für die Schelfsedimente eine Rekonstruktion der Meereisbedeckung nur eingeschränkt möglich. Am Schelfrand sind an den Stationen PS1420 (Abb. 38) und PS1609 (Abb. 48) Schwankungen in der Meereisbedeckung dokumentiert. Die Sedimentabfolgen weisen vermutlich ein postglaziales Alter auf (Kap. 6.2.1.). An der Basis der Station PS1420 (400 - 347 cm) deuten fehlende oder schwach ausgebildete Bioturbationsstrukturen sowie geringe Opalgehalte und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse auf eine dichte Meereisbedeckung hin. Zum Hangenden ist bis zu den intensiv bioturbaten oberflächennahen Sedimenten (< 41 cm) ein stark kompaktierter Diamiktit eingeschaltet. An der Station PS1609 wurden vier Sedimenthorizonte gewonnen, die auf eine dichte Eisbedeckung hindeuten (294 - 261 cm, 216 - 181 cm, 139 - 132 cm und 114 - 39 cm). Sie wechsellagern mit intensiv bioturbaten Sedimenten mit hohen Opalgehalten und hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die eine hohe Planktonproduktion und damit relativ geringe Eisbedeckung anzeigen. In dem Horizont in 261 bis 216 cm wurde die einzige Isotopenmessung an planktischen *N. pachyderma* aus einer feinkörnigen Sedimentklaste durchgeführt, das Ergebnis repräsentiert daher nicht die bioturbate Sedimentmatrix (Abb. 48).

Auch wenn eine detaillierte Rekonstruktion der Meereisbedeckung wegen der eingeschränkten stratigraphischen Informationen, der relativ geringen Stationszahl und den nicht immer eindeutigen Sedimentparametern nicht möglich ist, kann doch zusammenfassend ein grobes Bild der Meereisgeschichte gezeichnet werden.

Im letzten glazialen Maximum, als die kontinentalen Eismassen bis zum Schelfrand auf dem Untergrund auflagen (Kap. 6.2.2.1.), waren weite Bereiche des Kontinentalhanges von Meereis dicht bedeckt. Dies hatte zur Folge, daß die Planktonpro-

duktion und damit die Benthosproduktion fast zum Erliegen kamen. Über dem obersten Kontinentalhang (PS1612 und PS1607; Abb. 2) jedoch, in einer vermutlich < 50 km breiten Zone vor dem Inlandeis, muß zumindest zeitweilig eine offene Wasserfläche (Polynya) existiert haben, die eine höhere Planktonproduktion ermöglichte. Ursachen für die Polynya direkt vor dem Inlandeis könnten katabatische Winde und/oder Tidenströme gewesen sein, die auch heute vor den Schelfeiskanten im Weddellmeer während des Südsommers offene Wasserflächen schaffen (GILL 1973; GAMMELSRØD & SLOTSVIK 1981).

Noch vor der Stadiengrenze 1/2 der Sauerstoffisotope (12.000 J.v.h.) ging im gesamten Untersuchungsgebiet die Eisbedeckung deutlich zurück. Der Zeitpunkt läßt sich nicht genau angeben, nach den minimalen Sedimentationsraten unterhalb der Stadiengrenze 1/2 (Kap. 6.2.1.) und den ¹⁴C-Datierungen an der Station PS1498 dürfte er auf etwa 14.000 bis 13.000 J.v.h. einzugrenzen sein. Diese Alter stimmen gut mit den 14.000 J.v.h. überein, die von COOKE & HAYS (1982) für die Abnahme der Meereisbedeckung in der Antarktis angegeben werden. Die Auflockerung der Eisdecke erfolgte zumindest an den Stationen PS1498 und PS1613 erst etwas später als der Wechsel von einem südlichen zu einem östlichen Liefergebiet des IRD-Eintrages. Dieser Wechsel wird mit dem raschen Rückzug des Inlandeises vom südlichen Schelfrand in Verbindung gesehen (Kap. 6.2.2.1.).

Die holozäne Meereisgeschichte ist durch starke Schwankungen gekennzeichnet, bei denen im frühen Holozän wiederholt sehr dichte Eisbedeckungen auftraten. Die Schwankungen können zwischen den bearbeiteten Sedimentabfolgen nicht sicher korreliert werden. Sehr dichte Eisbedeckungen lassen sich besonders häufig aus den Sedimentabfolgen der Stationen PS1609, PS1612 und PS1613 ableiten. Da sich diese Stationen im Südwesten des Untersuchungsgebietes befinden, deutet sich für das gesamte Holozän eine tendenzielle Zunahme der Eisbedeckung nach Südwesten an. Diese Tendenz herrscht auch heute vor, jedoch in einer Ausprägung, die an allen Stationen eine im Vergleich zu älteren Sedimenten relativ geringe Eisbedeckung anzeigt.

6.2.3. Hydrographische Einflüsse auf die Sedimente

Die sedimentologische Bearbeitung der Oberflächenproben zeigte, daß Unterschiede in der Zusammensetzung der Oberflächensedimente heute primär durch hydrographische Prozesse verursacht werden (Kap. 5.2.). Damit ließen sich die Einflüsse der rezenten Wassermassen auf die Sedimentgenese recht detailliert studieren. Die Erkenntnisse können auf die Sedimentabfolgen in den Kernen projiziert werden, wodurch sich hydrographische Veränderungen in der geologischen Vergangenheit recht sicher interpretieren und rekonstruieren lassen.

6.2.3.1. Dichtes Bodenwasser am Kontinentalhang im Glazial

Heute ist die dominierende Wassermasse im Untersuchungsgebiet das sehr kalte Eisschelfwasser (ISW), welches unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis entsteht und bodennah über die Schwelle nördlich der Filchner-Rinne in das Weddellmeer-

becken abströmt (Kap. 2.2.). Während des letzten Vereisungsmaximums hatten die kontinentalen Eismassen bis zum Schelfrand auf dem Untergrund aufgelegt (Kap. 4.2. und 6.2.2.1.). Das Fehlen einer Endmoräne auf dem äußeren Kontinentalschelf, wie sie etwa vom östlichen Weddellmeer beschrieben wird (GROBE 1986), deutet darauf hin, daß das Eis zwischenzeitlich die Schelfkante überschritten hat (Kap. 4.2.). Diese Vorstöße über den Kontinentalhang können jedoch nicht sehr weit gewesen sein, da die Sedimente am obersten Hang keine Schelfeisüberdeckung anzeigen (Kap. 6.2.2.2.) und Kalbungsprozesse das Eis schnell wieder abbauen würden (STUIVER et al. 1981). Da die Entstehung des ISW an ein schwimmendes Schelfeis gebunden ist, dürfte die Produktion dieser Wassermasse während des letzten glazialen Maximums ausgeschlossen oder zumindest sehr stark reduziert gewesen sein (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Deutliche Hinweise auf ein nordwärts strömendes Bodenwasser am Kontinentalhang im letzten Glazial müssen daher auf eine andere Wassermasse zurückgeführt werden.

An fünf Stationen vom Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes wurden Sedimente des Isotopenstadiums 2 oder älter (> 12.000 J.v.h.) gewonnen. Sie zeigen an den Stationen PS1498 in > 140 cm, PS1606 in 113 - 128 cm und 271 - 357 cm, PS1607 in 23 - 57 cm, 67 - 148 cm und 158 - 208 cm, PS1612 in 84 - 187 cm und PS1613 in > 259 cm Sedimenttiefe deutliche Gemeinsamkeiten. Es sind dies recht hohe Gehalte karbonatschaliger Foraminiferen, hohe Karbonat- und C_{org} -Gehalte sowie geringe Volumenssuszeptibilitäten. Außerdem weisen die Sedimente geringe Gehalte an Illit, Talk, Amphibolen und Feldspäten sowie hohe Gehalte an Kaolinit und Quarz in der Tonfraktion auf. Dies deutet auf den südlichen Weddellmeerschelf als Liefergebiet der terrigenen Sedimentkomponenten hin (Kap. 6.2.2.1.).

Für das letzte glaziale Maximum wurde ein detritischer Sedimenteintrag vom südlichen Schelf durch Eisberge abgeleitet (Kap. 6.2.2.1.). Die Sedimente können jedoch nicht ausschließlich durch Eisberge transportierten IRD darstellen. Am unteren Kontinentalhang, an den Stationen PS1498 und PS1606 weisen sie Feinkorngehalte (< 63 μm) von > 80 %, meist sogar > 95 %, auf. Das läßt sich nur auf eine Anreicherung des IRD mit Feinmaterial zurückführen, da für den IRD ein breites Korngrößenspektrum mit Feinkorngehalten von ca. 50 - 70 % angenommen wird (Kap. 2.4.; Abb. 8). Auch am oberen Hang sind sehr feinkörnige Sedimente verbreitet. An den Stationen PS1613 und PS1607 sind jedoch teilweise gröbere Sedimente mit Grobkorngehalten (> 63 μm) bis ca. 50 % eingeschaltet, an der Station PS1612 nahe der Schelfkante überwiegen diese grobkörnigen Sedimente. Mit zunehmenden Wassertiefen am Kontinentalhang erfolgte somit eine zunehmende Anreicherung des IRD mit Feinmaterial. Da die Anreicherung nur selten auf distale Turbiditlagen zurückzuführen ist (Kap. 6.2.4.), kann sie für den Großteil der Sedimente nur durch eine nordwärts strömende Wassermasse erklärt werden.

Die dichte Meereisbedeckung während des letzten glazialen Maximums über dem nördlichen Kontinentalhang hat durch eine Limitierung der Planktonproduktion die Nahrungsgrundlage des Endobenthos, und damit die Bioturbation der Sedimente weitgehend ausgeschlossen (Kap. 6.2.2.2.). Daher sind in diesem Hangbereich Schichtungsstrukturen überliefert. Sie sind am oberen Hang an der Station PS1613

in deutlichen, meist wenige Millimeter mächtigen Lagen ausgebildet. Am unteren Hang, an den Stationen PS1498 und PS1606, zeigen die Sedimente eine sehr regelmäßige, zyklische Abfolge von tonigen und siltigen, < 1 mm mächtigen Laminae.

Laminierte Sedimente werden von Ablagerungen aus Trübestömen (Turbiditen) beschrieben, wo sie in bestimmten Zonen innerhalb der Turbiditsequenzen auftreten (u.a. BOUMA 1962; STOW & SHANMUGAM 1980). Diese Ablagerungen sind vermutlich teilweise in den Laminiten enthalten, der überwiegende Teil der laminierten Sedimentabfolgen ist jedoch von gravitativen Transportprozessen unbeeinflusst (Kap. 6.2.4.). Zyklisch laminierte Sedimente werden generell auf periodische Änderungen der Stromgeschwindigkeiten des Wassers zurückgeführt (DUPHORN et al. 1978; STOW & BOWEN 1978; SMITH et al. 1990).

Die Siltlaminae am unteren Kontinentalhang weisen häufig erosive basale Begrenzungen auf und sind erkennbar gradiert (Abb. 57). Dies ist ein deutlicher Hinweis auf eine Akkumulation aus einer bodennah strömenden Wassermasse, die periodisch wechselnde Stromgeschwindigkeiten aufwies. Die Entstehung eines Laminationszyklusses läßt sich etwa folgendermaßen vorstellen. Bei einer abnehmenden Stromgeschwindigkeit fallen die Sedimentpartikel aus der Suspensionsfracht nach Korngrößen fraktioniert aus. Dies resultiert in einer Gradierung der Siltlage und einem fließenden Übergang zum Ton. Eine folgende Erhöhung der Stromgeschwindigkeit führt zu einer teilweisen Erosion des Tones und einer beginnenden Akkumulation des gröbereren Siltes.

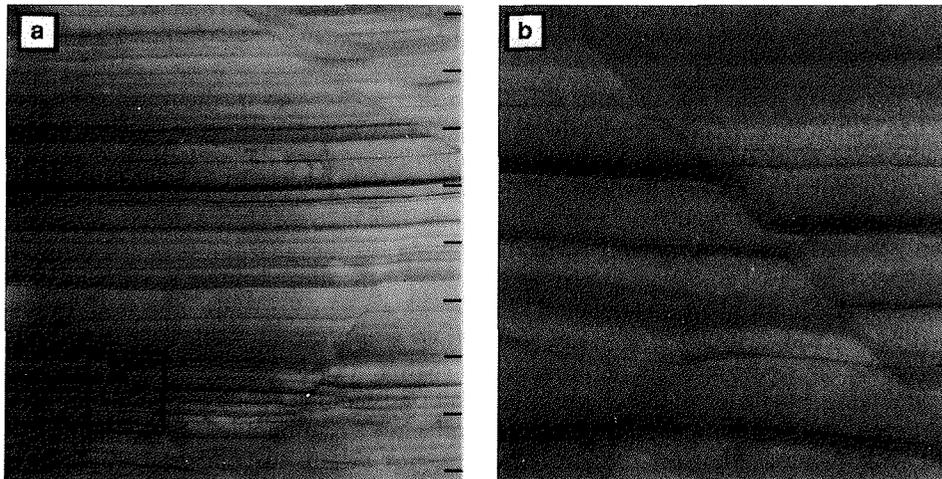


Abb. 57: a) Radiographie von laminierten Sedimenten aus 508 - 516 cm Sedimenttiefe an der Station PS1498; Tiefenmaßstab am rechten Bildrand in [cm].

b) Detailvergrößerung aus 513,9 - 514,3 cm Sedimenttiefe; in a) mit einem schwarzen Rechteck umrandet; Tiefenmaßstab am rechten Bildrand in [mm].

Die Laminiten wurden während des späten Weichselglazials am unteren Kontinentalhang vermutlich durch eine salzreiche, dichte Wassermasse abgelagert, die im Jahreszyklus schwankende Stromstärken aufwies. Siltlagen (dunkel auf dem Radiographie-Positiv) könnten Winterlagen darstellen. Die Störungen der Sedimente sind auf die Kernentnahme mit dem Schwerelot zurückzuführen (Kap. 10.11.).

Da die Korngrößenproben einen ca. 1,5 cm mächtigen Probenhorizont umfassen, wurden mit ihnen mehrere Lagen bzw. Laminae erfaßt. Die Analysenergebnisse stellen daher Mittelwerte dar. Am unteren Hang treten zwischen den Laminiten der Stationen PS1498 im Westen, und PS1606 im Osten der Erosionsstufe leichte Unterschiede in den Korngrößenverteilungen auf. Sie sind an der Station PS1498 im Mittel etwas feinkörniger. Dies drückt sich in um 0,8 Phi° höheren Mean- und 1,0 Phi° höheren Median-Werten aus und resultiert in einer mit 2,2 Phi° gegenüber 2,6 Phi° besseren Sortierung. Damit werden etwas höhere mittlere Stromgeschwindigkeiten im Osten der Erosionsstufe angedeutet. An beiden Stationen zeigen die Korngrößenverteilungen der Laminite meist eine sprunghafte Abnahme der gröberen Kornfraktionen zwischen 6 und 5 Phi° (16 bis 32 µm). Nach SINGER & ANDERSON (1984) reichen bereits Stromgeschwindigkeiten von 6 cm/s aus, um Siltkörner von 32 µm Durchmesser in größeren Mengen aus schlecht sortierten, bioturbaten Sedimenten zu erodieren und weniger als 3 cm/s um sie zu transportieren.

Während des letzten glazialen Maximums wurde somit am oberen Kontinentalhang wahrscheinlich periodisch eine Wassermasse gebildet, die eine so hohe Dichte aufwies, daß sie bodennah bis in die Tiefsee abströmen konnte. Sie erodierte aus den bioturbaten, glazialmarinen Sedimenten am oberen Kontinentalhang Feinmaterial und führte es dem unteren Hang zu. Die Wassermasse wurde vermutlich entlang der SW-NE streichenden Erosionsstufe am Hang geführt. Dabei wurde im Osten der Stufe (PS1606) etwas gröberes Material aus den tieferen Schichten des bodennahen Stromes akkumuliert, während im Westen (PS1498) verstärkt feinkörniges Material abgelagert wurde, welches vermutlich aus den oberen Schichten des Stromes über die Stufe gelangen konnte. Der Bodenstrom könnte in Verbindung mit gravitativen Transportprozessen (Kap. 6.2.4.) zu der lateral nach Westen fortschreitenden Erosion entlang der Stufe (Kap. 4.2.) beigetragen haben.

Als Ursache der hohen Dichte dieser Wassermasse lassen sich sehr geringe Temperaturen wie beim heutigen Eisschelfwasser (ISW) ausschließen. Temperaturen von < -1,9 °C, unterhalb des Gefrierpunktes an der Meeresoberfläche, können von einem Wasser nur in größeren Tiefen durch Abkühlung unter einem Schelfeis angenommen werden (FOLDVIK et al. 1985d). Während des letzten Glazials lag jedoch das Inlandeis bis zum Schelfrand auf dem Untergrund auf. Daher bleibt als einzige mögliche Ursache der hohen Dichte ein höherer Salzgehalt des Wassers.

Heute ist das Westliche Schelfwasser (WSW) die Wassermasse auf dem Weddellmeerschelf mit der höchsten Dichte (CARMACK & FOSTER 1975a). Es entsteht besonders im Winter in dem flachen Schelfbereich nördlich der Berkner-Insel (Abb. 4) durch eine Salzanreicherung des Schelfwassers als Folge intensiver Meereisbildung (MOSBY 1934; FOSTER 1972). Dieser Prozeß wird durch vorherrschende katabatische Winde (GILL 1973) und starke Tidenströme (GAMMELSRØD & SLOTSVIK 1981) begünstigt, die fortwährend Polynyas schaffen, auf denen sich Meereis bilden kann. Dadurch ist dieser Prozeß vermutlich besonders effektiv in unmittelbarer Nähe zur Schelfeiskante (FOLDVIK et al. 1985d). Für das Bodenwasser im Glazial am Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes ist eine Entstehung anzunehmen, die mit

der rezenten Genese des WSW vergleichbar ist, da über dem obersten Hang, direkt vor den aufliegenden Eismassen, wahrscheinlich ebenfalls eine Küstenpolynya existierte (Kap. 6.2.2.2.).

Die sehr regelmäßige, zyklische Abfolge der Silt- und Tonlaminae legt eine periodische Bildung des dichten Bodenwassers im Jahreszyklus nahe. Das salzreiche, dichte Wasser könnte wie das WSW jeweils im Winter bei besonders intensiver Meereseisbildung entstanden sein. Es könnte am obersten Hang Feinmaterial erodiert und dieses am unteren Hang akkumuliert haben. Dann würden die einzelnen Siltlaminae jeweils Winterlagen darstellen. Zur Abschätzung der daraus resultierenden Sedimentationsraten wurden zwischen 209,8 cm und 216,9 cm Sedimenttiefe an der Station PS1498 die Siltlaminae an der Radiographie unter einem Binokular ausgezählt. In diesem 7,1 cm mächtigen Horizont ließen sich 136 Laminae unterscheiden. Sie würden bei jährlichen Akkumulationen eine Sedimentationsrate von ca. 52 cm/ka widerspiegeln. Dies deckt sich recht gut mit den > 37 cm/ka, die sich aus den paläomagnetischen Messungen für die laminierten Sedimente unterhalb der Isotopenstadiengrenze 1/2 vermuten lassen (Kap. 6.1.7.4.). Außerdem stimmt es gut mit den Abschätzungen der Sedimentationsraten aus den $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ -Werten überein (Kap. 6.1.7.3.), die für die gesamte Sedimentabfolge ca. 10 - 50 cm/ka und für die Sedimente unterhalb der Stadiengrenze 1/2 (12.000 J.v.h.) ca. 10 - 97 cm/ka ergeben.

Isotopenmessungen aus mittleren und niederen Breiten deuten darauf hin, daß auch in den Glazialzeiten Antarktisches Bodenwasser (AABW) gebildet wurde und in den Tiefseebecken relativ zum abnehmenden Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) überwogen hatte (CURRY & LOHMANN 1982; BOYLE & KEIGWIN 1982; CORLISS et al. 1986; DUPLESSY et al. 1988; CURRY et al. 1988). Die Quellgebiete und Bildungsprozesse des AABW im Glazial sind jedoch noch unbekannt. Es ist theoretisch vorstellbar, daß während des letzten Glazials die bodennah über den Kontinentalhang in die Tiefsee abströmende Wassermasse an der Bildung des Antarktischen Bodenwassers (AABW) oder dessen rezenter Vorstufe, des Weddellmeer-Bodenwassers (WSBW), beteiligt war. Setzt man Temperaturen und Salzgehalte für das dichte Wasser am Kontinentalhang voraus, die mit dem rezenten WSW vergleichbar sind, so würde jedoch durch Mischung mit dem Warmen Tiefenwasser (WDW) ein Bodenwasser entstehen, das höhere Salzgehalte aufweisen würde als das rezente AABW (Abb. 3).

Sollte ein solcher Mischungsprozeß im letzten Glazial AABW produziert haben, so dürfte er jedoch quantitativ von geringerer Bedeutung gewesen sein als die rezente Bodenwasserbildung im südlichen Weddellmeer. Vom Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus, etwa 1200 km in Fließrichtung des Weddellwirbels, werden von PUDSEY et al. (1988), GRÜNIG (1990) und BREHME (mdl. Mtlg. 1990) für Glazialzeiten geringere Stromgeschwindigkeiten des Bodenwassers beschrieben.

Der bodennahe Strom des dichten, salzreichen Wassers am Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes kam noch vor der Isotopenstadiengrenze 1/2 zum Erliegen. Dies geschah etwa zeitgleich mit dem Wechsel im IRD-Eintrag von Süden nach Osten, der auf den Rückzug der Eismassen vom äußeren Kontinentalschelf zurück-

geführt wird (Kap. 6.2.2.1.) sowie mit dem Rückgang in der Meereisbedeckung (Kap. 6.2.2.2.). Damit war offensichtlich die Voraussetzung zur Bildung dieser Wassermasse, eine Küstenpolynya direkt vor der Eiskante, nicht mehr gegeben.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß während des letzten Vereisungsmaximums in einer Polynya unmittelbar vor dem bis zum Schelfrand aufliegenden Inlandeis eine salzreiche, dichte Wassermasse gebildet wurde. Sie ist vermutlich im Jahreszyklus bodennah entlang der SW-NE streichenden morphologischen Stufe über den Kontinentalhang in die Tiefsee geströmt und könnte dort zur Bildung des Antarktischen Bodenwassers (AABW) beigetragen haben.

6.2.3.2. Eisschelfwasser (ISW) am Kontinentalrand im Postglazial

Das sehr kalte Eisschelfwasser (ISW) entsteht unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis durch Wechselwirkungsprozesse zwischen Ozean und Eis (Kap. 2.2.). Es strömt heute mit mittleren Geschwindigkeiten von > 50 cm/s bodennah von Süden über die Schwelle nördlich der Filchner-Rinne (FOLDVIK 1986). Am Kontinentalhang wird ein Teil des ISW nach Westen abgelenkt und überströmt die 200 - 400 m hohe SW-NE streichende Erosionsstruktur (Kap. 5.2.2.1.). Mit der sedimentologischen Bearbeitung der Oberflächensedimente ließen sich die rezenten Einflüsse des ISW auf die Sedimentzusammensetzung recht detailliert studieren (Kap. 5.2.). Damit stehen für die Rekonstruktion der Zirkulation dieser Wassermasse zahlreiche Parameter zur Verfügung.

Die hohen Stromgeschwindigkeiten des ISW führen heute am Kontinentalrand zu einer Abreicherung des Feinmaterials von abgelagerten Sedimenten bzw. von dem durch Eisberge eingetragenen IRD (Kap. 5.2.2.1.). Dies resultiert in grobkörnigen Reliktsedimenten im Bereich des ISW-Stromes. Die Suspensionsfracht des ISW spiegelt vermutlich die Zusammensetzung der Sedimente in der Filchner-Rinne wider. Sie ist durch hohe detritische Karbonatgehalte und in der Tonfraktion durch hohe Kaolinit- und Quarzgehalte sowie geringe Illit-, Talk-, Amphibol- und Feldspatgehalte gekennzeichnet. Eine Akkumulation aus dem ISW dürfte auch in geringen Volumenssuszeptibilitäten dokumentiert sein, da diese generell mit den Kaolinit- und Quarzgehalten negativ korreliert sind (Kap. 6.1.6.). Das ISW ist vermutlich im Grenzbereich Wasser/Sediment als Folge der hohen Stromgeschwindigkeiten und des geringen Alters nicht karbonatlösend; die starke Strömung des ISW fördert vielmehr das Wachstum der sich filtrierend ernährenden karbonatschaligen Bryozoen und Seepocken (Kap. 5.2.2.3.). Der hohe Schmelzwasseranteil und die geringen Temperaturen des ISW führen zu leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen in benthischen, im ISW-Strom lebenden Foraminiferen (SCHLOSSER et al. 1990). Dagegen ist von schweren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen auszugehen, da das ISW wahrscheinlich auf dem kurzen Weg vom Schelfeis zum Kontinentalrand nur geringe Gehalte an ^{12}C -reicher organischer Substanz durch Oxidation aufgenommen haben kann (SACKETT et al. 1965; DEUSER & HUNT 1969).

Für die geologische Vergangenheit sind nur geringe Änderungen jener Parameter anzunehmen, die den Chemismus des ISW oder das Liefergebiet kennzeichnen.

Die von den Stromstärken des ISW bestimmten Parameter, die Korngrößenverteilung sowie z.T. die biogene Produktion und Überlieferung, können dagegen bei anderen Bildungsraten der Wassermasse in den Sedimentkernen Unterschiede gegenüber den Oberflächenproben aufweisen.

Von den drei Stationen am Schelfrand wurden an PS1420 und PS1609 ausschließlich postglaziale Sedimente gewonnen, an PS1611 unterhalb von einem Hiatus möglicherweise auch präglaziale Sedimente (Kap. 6.2.1. und Kap. 6.2.2.1.). An diesen Stationen wurden die Verhältnisse der stabilen Isotope sowohl in den planktischen als auch in den benthischen Foraminiferen gemessen. Sie sind in den Schelfsedimenten die wichtigsten Parameter zur Rekonstruktion des ISW-Stromes, weil die Mineralverteilungen in der Tonfraktion und die geringen Volumenssuszeptibilitäten durchgehend einen terrigenen Sedimenteintrag von Süden belegen. Da das ISW jedoch nicht bei allen Sedimenten das primäre Transportmedium gewesen sein kann, dürfte in die Sedimente am Schelfrand, anders als am Kontinentalhang (Kap. 6.2.2.1.), im Postglazial zumindest teilweise IRD von Süden durch Eisberge eingetragen worden sein.

Die Station PS1609 vom westlichen Schelfrand (Abb. 2) befindet sich heute nicht im Hauptstrom des ISW. Auch für den Ablagerungszeitraum, der mit der Sedimentabfolge erfaßt wurde, läßt sich ein bodennaher Strom des ISW weitgehend ausschließen. Dies deutet sich zum einen durch die im Vergleich zu den anderen Schelfstationen recht geringen Gehalte karbonatischer biogener Komponenten an. Zum anderen wird es durch meist sehr schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse und leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in den benthischen Foraminiferen der Art *Cassidulina bionia* (Abb. 14d) belegt. Ausschließlich zwei Horizonte, in 186 bis 140 cm und in 39 bis 31 cm Sedimenttiefe, zeigen aus den Isotopenverhältnissen einen leichten Einfluß des ISW an, der jedoch im Vergleich zu den anderen Schelfstationen recht gering ist.

An der Station PS1420 vom östlichen Schelfrand (Abb. 2) ist in die Sedimentabfolge zwischen 347 cm und 41 cm Tiefe ein allochthoner, stark kompaktierter Diamiktit eingeschaltet, der vermutlich als Sedimentpaket durch einen Eisberg eingetragen wurde (Kap. 6.2.2.1.). Die autochthonen Sedimente enthalten mehr karbonatische biogene Komponenten und zeigen deutlich leichtere $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse und schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in *C. bionia* als an der Station PS1609. Sie belegen damit einen permanenten bodennahen Strom des ISW an dieser Station. Ein deutlicher Anstieg der Grobkorngehalte und der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse oberhalb ca. 22 cm Tiefe deutet auf einen zunehmenden ISW-Strom in diesen jüngsten Sedimenten hin. Auch im allochthonen Diamiktit sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse leichter, die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse teilweise schwerer als an der Station PS1609. Die primäre Akkumulation des Diamiktites könnte demnach ebenfalls im Einflußbereich des ISW oder einer vergleichbaren Wassermasse erfolgt sein.

Ein durchgehend sehr starker ISW-Strom ist in der Sedimentabfolge der Station PS1611 (Abb. 2) oberhalb 116 cm Tiefe dokumentiert. Dies drückt sich u.a. in besonders hohen Gehalten karbonatischer biogener Komponenten aus, die neben benthischen und planktischen Foraminiferen auch verbreitet Bryozoen und Seepocken

sowie teilweise Mollusken und Seeigelstachel umfassen. Außerdem weisen die Sedimente besonders leichte $\delta^{18}\text{O}$ - und schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse sowie hohe Grobfraktionsgehalte (> 60 %) auf. Auch der Diamiktit unterhalb 116 cm Tiefe, der möglicherweise ein präglaziales Sediment darstellt (Kap. 6.2.2.1.), deutet durch hohe Grobfraktionsgehalte auf eine starke Strömung hin. Das Wasser könnte eine ähnliche Genese wie das ISW gehabt haben, da in *C. biora* aus diesem Diamiktit ebenfalls leichte $\delta^{18}\text{O}$ - und schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse überliefert sind.

In den Sedimentabfolgen an den drei Stationen PS1420, PS1609 und PS1611 sind nur geringe geographische Verlagerungen des ISW-Stromes über den Schelfrand im erfaßten, postglazialen Ablagerungszeitraum dokumentiert. Der Strom erfolgte durchgehend an den Stationen PS1420 und PS1611, nur selten und dann mit geringerer Intensität an der Station PS1609. Das ISW strömte somit langfristig primär über den Schelfrand unmittelbar nördlich der Filchner-Rinne (Abb. 2). Der flache Schelfbereich mit Wassertiefen von < 400 m, der sich von der Berkner-Insel bis zum Schelfrand erstreckt und die Station PS1609 von den beiden anderen Stationen trennt (Abb. 2 und 4), hat vermutlich weitgehend verhindert, daß das dichte ISW durch die Corioliskraft nach Westen abgelenkt wurde.

Wie die Stationen PS1420 und PS1611 befinden sich auch die Stationen PS1494, PS1607, PS1612 und PS1613 vom mittleren und oberen Kontinentalhang (Abb. 2) heute im Hauptstrom des ISW. In den Sedimentabfolgen von PS1607, PS1612 und PS1613, in denen die Isotopenstadiengrenze 1/2 enthalten ist, setzte der ISW-Strom jeweils recht früh im Stadium 1 ein. Er erfolgte durchgehend bis zu den Sedimentoberflächen, nur an der Station PS1612 war er möglicherweise einmal kurzzeitig unterbrochen. Der ISW-Strom ist in den Sedimenten insbesondere durch hohe karbonatische Biogehalte, durch eine mit den Sedimenten der Filchner-Rinne übereinstimmende Mineralverteilung in der Tonfraktion und durch recht geringe Volumenssuszeptibilitäten belegt.

An diesen vier Hangstationen steigen jeweils die Grobfraktionsgehalte in den obersten Sedimentzentimetern von < 30 % auf > 80 % sehr stark an. Dies ist wie an der Station PS1420 (s.o.) auf einen deutlichen Anstieg der Stromgeschwindigkeit des ISW zurückzuführen, mit dem eine zunehmende Abreicherung des Feinmaterials verbunden war. An der Station PS1612 werden oberhalb ca. 34 cm Tiefe tonige Silte von kiesigen Sanden überlagert, die sehr hohe Gehalte an Bryozoen aufweisen. Da für Bryozoen als Filtrierer offensichtlich starke Wasserbewegungen eine Voraussetzung für ihre Ansiedlung sind (Kap. 5.2.2.3.), ist vermutlich der Beginn des Bryozoenwachstums mit dem Einsetzen der stärkeren Strömung des ISW gleichzusetzen. Die Basis des Bryozoenbioherms wurde mit der ^{14}C -Methode auf ca. 3.700 J.v.h. datiert.

Die Ursache für den sehr deutlichen Anstieg in den Stromstärken des ISW ist in einer starken Erhöhung der Produktion dieser Wassermasse vermutlich vor ca. 3.700 Jahren zu sehen. Die Bildung des ISW unter dem Filchner-Schelfeis begann vor etwas weniger als 12.000 Jahren, also etwas später als der Beginn des Eisrückzuges vom äußeren Kontinentalschelf (Kap. 6.2.2.1.). Spätestens vor ca. 7.500 Jahren

hatte sich die Grundlinie des Eises bis zu der Station PS1621 (Abb. 4) ca. 400 km nach Süden verlagert (Kap. 6.2.2.1.). Eine fortschreitende Verlagerung der Grundlinie um weitere ca. 200 bis 300 km könnte vor ca. 3.700 Jahren südlich der Berkner-Insel eine offene Wasserverbindung unter dem Eis zwischen dem Filchner- und dem Ronne-Schelfeis geschaffen haben. Damit könnte der von FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) postulierte Strom des Westlichen Schelfwassers (WSW) vom Ronne-Schelfeis unter das Filchner-Schelfeis eingesetzt haben (Abb. 4). Die damit verbundene starke Erhöhung der ISW-Produktion würde zu stärkeren Stromgeschwindigkeiten der Wassermasse am Kontinentalrand des Untersuchungsgebietes geführt haben.

Auch an den Stationen PS1498 und PS1606 vom unteren Kontinentalhang (Abb. 2) setzte der ISW-Strom nach der Stadiengrenze 1/2 ein, nach einiger Zeit kam er dort jedoch wieder zum Erliegen. Der ISW-Strom ist in den Sedimenten durch die Mineralverteilung in der Tonfraktion und geringe Volumenssuszeptibilitäten dokumentiert. Durchgehend sehr hohe Feinkorngehalte von mehr als 90 % belegen recht geringe Stromgeschwindigkeiten des ISW und einen hohen Anteil des Strömungstransportes relativ zum Eisbergtransport an der Akkumulation.

Die an den Stationen PS1498 und PS1606 zum Teil mit dem ISW-Strom zeitgleich aufgetretene dichte Meereisbedeckung hat die Bioturbation eingeschränkt, wodurch die Schichtungsstrukturen teilweise erhalten geblieben sind. Die Sedimente sind in unterschiedlich mächtige, tonige und siltige Lagen laminiert. Sie unterscheiden sich von den im Glazial abgelagerten Laminiten (Kap. 6.2.3.1.) durch einen deutlich unregelmäßigeren Aufbau in der Abfolge und in den Mächtigkeiten der Laminae sowie durch nur selten zu beobachtende Gradierungen und erosive basale Kontakte bei den Siltlagen. Anders als das Bodenwasser am Hang im Glazial ist das ISW demnach vermutlich nicht im Jahreszyklus gebildet worden sondern eher kontinuierlich. Außerdem hatte der ISW-Strom am unteren Hang vermutlich seltener direkten Kontakt zum Meeresboden. Sehr ähnliche mittlere Korngrößenverteilungen an den beiden Stationen deuten an, daß das ISW recht großflächig abgeströmt ist und weniger als das dichte Wasser im Glazial durch die SW-NE streichende morphologische Stufe nach Norden geführt worden ist (Kap. 6.2.3.1.). Damit dürfte das ISW nur einen geringen Anteil an der lateral nach Westen fortschreitenden Erosion entlang der Stufe (Kap. 4.2.) gehabt haben.

Fehlende stratigraphische Daten im Isotopenstadium 1 erlauben keine genauen Zeitangaben, wann der ISW-Strom bis zum unteren Kontinentalhang erfolgte. Durch lineare Interpolationen zwischen den Sedimentoberflächen und den Tiefen der Stadiengrenze 1/2 ergeben sich an den beiden Stationen unterschiedliche Alter für die vom ISW beeinflussten Horizonte. Sie umfassen an der Station PS1498, an der durch die sehr große texturale Homogenität (Abb. 41) am ehesten eine lineare Sedimentationsrate anzunehmen ist, den Zeitraum von ca. 7.000 bis ca. 4.000 J.v.h.. Das auf diese Weise abgeschätzte Alter von ca. 4.000 Jahren für das Ende des ISW-Stromes am unteren Hang deckt sich auffällig gut mit dem abgeleiteten Beginn der erhöhten Stromstärken am mittleren und oberen Hang vor ca. 3.700 Jahren. Das legt die Vermutung nahe, daß mit der erhöhten ISW-Produktion eine Zirkulation

einsetzte, wie sie auch heute vorherrscht und in den Oberflächensedimenten dokumentiert ist (Kap. 5.2.2.). Sie ermöglicht einem wesentlichen Teil des ISW das Überströmen der 200 - 400 m hohen Erosionsstruktur nach Westen am oberen Kontinentalhang. Der verbliebene, entlang der Struktur geführte Teil des ISW ist so gering, daß er am unteren Hang keinen signifikanten Einfluß auf die Sedimentzusammensetzung ausübt.

Die Geschichte des ISW läßt sich zusammenfassend in zwei Zeiträume gliedern. Mit dem Eistrückzug vom äußeren Kontinentalschelf setzte wahrscheinlich etwas später als 12.000 J.v.h. die Produktion des ISW unter dem Schelfeis ein; der Zeitpunkt ist aus den stratigraphischen Daten nicht genau einzugrenzen. Das ISW strömte zunächst mit recht geringen Geschwindigkeiten großflächig über den gesamten Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes bis in die Tiefsee. Vor ca. 3.700 Jahren führte vermutlich die Öffnung einer Wasserverbindung südlich der Berkner-Insel zu einer starken Erhöhung der ISW-Produktion. Sie hatte höhere Stromgeschwindigkeiten der Wassermasse zur Folge. Damit konnte vermutlich ein wesentlicher Teil des ISW am oberen Kontinentalhang die SW-NE streichende morphologische Stufe nach Westen überströmen. Seither ist es am unteren Kontinentalhang nicht mehr in den Sedimentparametern dokumentiert.

6.2.3.3. Wassermassen des Weddellwirbels

Der im Uhrzeigersinn im Weddellmeer strömende Weddellwirbel existiert vermutlich etwa seit der Pliozän/Pleistozän-Grenze (ABELMANN et al. 1990). Seine Existenz wird auch für Glazialzeiten angenommen (GROBE 1986; PUDSEY et al. 1988). Da der Wirbel durch die Windzirkulation angetrieben wird (GORDON et al. 1981), geht BURCKLE (1984) davon aus, daß er bei einer stärkeren atmosphärischen Zirkulation während der Glazialzeiten intensiver ausgebildet war.

Wie die Bearbeitung der Oberflächenproben gezeigt hat, sind die verschiedenen Wassermassen des Weddellwirbels heute nur dort signifikant in den Sedimentparametern dokumentiert, wo das sehr kalte, bodennah über den Kontinentalrand in die Tiefsee abströmende Eisschelfwasser (ISW) nicht aktiv ist (Kap. 5.2.2.). Eine Akkumulation der Suspensionsfracht aus den Wassermassen des Weddellwirbels drückt sich in hohen Feinkorngehalten und in der Mineralverteilung in der Tonfraktion aus (Kap. 5.2.2.2.). Sie kennzeichnet durch hohe Gehalte an Illit, Talk, Amphibolen und Feldspäten sowie durch geringe Gehalte an Quarz und Kaolinit die Umrandung des östlichen Weddellmeeres als Lieferbiet. Weitere Parameter dafür stellen in den Sedimentkernen hohe Volumenssuszeptibilitäten dar, da sie mit den Illit-, Talk-, Amphibol- und Feldspatgehalten in der Tonfraktion generell positiv korrelieren (Kap. 6.1.6.).

An das oberflächennahe Östliche Schelfwasser (ESW) des Antarktischen Küstenstromes, dem küstennahen Teil des Weddellwirbels, ist wahrscheinlich heute eine besonders hohe Karbonatproduktion gebunden (Kap. 5.2.2.3.). Dagegen wird für das Antarktische Bodenwasser (AABW), das Warme Tiefenwasser (WDW) und das Modifizierte Warme Tiefenwasser (MWDW) Karbonatlösung im Grenzbereich

Wasser/Sediment angenommen (ANDERSON 1975a; MACKENSEN et al. im Druck). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse sind in planktischen Foraminiferen aus dem Bereich des Antarktischen Küstenstromes durch die geringeren Temperaturen und den Schmelzwasseranteil im ESW etwas leichter als weiter im Norden (Kap. 5.2.2.2.). Ein bodennaher Strom des MWDW am Schelfrand sollte sich deutlich vom ISW aus den Verhältnissen der stabilen Isotope in den benthischen Foraminiferen abgrenzen lassen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in *C. bitorus* dürften im MWDW, das höhere Temperaturen und keinen Schmelzwasseranteil aufweist, deutlich schwerer sein als im ISW. Dagegen ist mit leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen zu rechnen, da das MWDW durch das höhere Alter gegenüber dem ISW mehr leichtes ^{12}C durch Oxidation von organischer Substanz aufgenommen haben kann (SACKETT et al. 1965; DEUSER & HUNT 1969).

Von den drei bearbeiteten Stationen am Schelfrand (Abb. 2) sind hauptsächlich an PS1609 Einflüsse des Weddellwirbels auf die Sedimentzusammensetzung dokumentiert. An dieser Station sind in den benthischen *C. bitorus* die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse überwiegend sehr schwer, die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse sehr leicht. In vier Horizonten (Abb. 48) macht die agglutinierende Foraminiferenart *Miliammina arenacea* (Abb. 14c) einen großen Anteil an der insgesamt geringen Foraminiferenfauna aus. Eine relative Anreicherung von *M. arenacea* wird von MACKENSEN & DOUGLAS (1989) u.a. auf Lösung der kalkigen Foraminiferen zurückgeführt. Karbonatlösung könnte an der Station PS1609 die Folge eines bodennahen Stromes vom MWDW sein. Etwa in den gleichen vier Horizonten weisen die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in den planktischen *N. pachyderma* mit meist $< 3,7\text{‰}$ Werte auf, wie sie in den Oberflächensedimenten aus dem Bereich des Antarktischen Küstenstromes auftreten. In dem tiefsten Horizont wurde die einzige Messung an Foraminiferen aus einer geschichteten, feinkörnigen Sedimentklaste durchgeführt; das Ergebnis repräsentiert daher nicht die bioturbate Sedimentmatrix.

An den Stationen PS1607, PS1612 und PS1613 vom mittleren und oberen Kontinentalhang (Abb. 2) ist jeweils besonders in einem Horizont, der die Isotopenstadiengrenze 1/2 einschließt, durch die Mineralverteilung in der Tonfraktion und hohe Volumenssuszeptibilitäten eine Feinmaterialzufuhr aus dem Weddellwirbel belegt. Am unteren Hang, an den Stationen PS1498 und PS1606 (Abb. 2), erfolgte die Akkumulation aus dem Weddellwirbel ebenfalls im Übergang vom Stadium 2 zum Stadium 1. Zusätzlich jedoch ist eine Akkumulation in den oberflächennahen Sedimenten dokumentiert. Sie setzte vermutlich vor ca. 4.000 Jahren ein, nachdem der Strom des Eisschelfwassers (ISW) am unteren Hang weitgehend zum Erliegen kam (Kap. 6.2.3.2.)

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Wassermassen des Weddellwirbels im erfaßten Ablagerungszeitraum die Sedimentzusammensetzung jeweils dort beeinflussten, wo die salzreiche Wassermasse im Glazial oder das ISW im Postglazial nicht strömte (Kap. 6.2.3.1. und 6.2.3.2.). Dies war insbesondere zu Beginn des Eisrückzuges vom äußeren Kontinentalschelf der Fall, zwischen dem Ende der Produktion des dichten Wassers in der Küstenpolynia und dem Beginn der Produktion des ISW unter dem sich nach Süden verlagernden Schelfeis. Aussagen über

Intensitätsschwankungen des Weddellwirbels in Abhängigkeit von den Klima-
veränderungen lassen sich aus den Sedimentparametern nicht treffen.

6.2.4. Gravitativer Sedimenttransport am Kontinentalhang

Die Oberflächensedimente im Untersuchungsgebiet sind von gravitativem Sedi-
menttransport (Gleitungen, Rutschungen und Trübeströmen) unbeeinflusst (Kap.
5.2.3.). Wie nach der sehr ebenen Morphologie des äußeren Kontinentalschelfes zu
erwarten finden sich auch in den Sedimentkernen von den drei bearbeiteten Sta-
tionen am Schelfrand (PS1420, PS1609, PS1611) keine Hinweise auf gravitative
Transportprozesse.

Am Kontinentalhang dagegen ist gravitativer Sedimenttransport in der geologi-
schen Vergangenheit sowohl in den Sediment-Echogrammen als auch in den Sedi-
mentkernen dokumentiert. Der diskontinuierliche Verlauf der Reflektoren beim
Sediment-Echotyp L_{di} (Abb. 12), im Westen der steilen, SW-NE streichenden Ero-
sionsstufe, wird auf postsedimentäre Abscherungen und gravitative Gleitungen
zusammenhängender Sedimentpakete zurückgeführt (Kap. 4.2.).

Gleitungen könnten auch an der Genese der stark kompaktierten Diamiktite be-
teiligt gewesen sein, die an den vier Hangstationen PS1494, PS1606, PS1607 und
PS1612 östlich der Erosionsstufe gewonnen wurden (Kap. 6.2.2.1.). Die Mineralver-
teilung in der Tonfraktion, die hohen Gehalte an detritischem Karbonat und das
Auftreten benthischer, auf dem Schelf verbreiteter Foraminiferen belegen den süd-
lichen Weddellmeerschelf als Liefergebiet. Als eine mögliche Deutung dieser Dia-
miktite wurde eine Homogenisierung, Kompaktion und Aufnahme glazialmari-
ner Schelfsedimente durch das Inlandeis und ein Transport zum Kontinentalhang
durch Eisberge diskutiert (Kap. 6.2.2.1.). Anstelle eines Transportes durch Eisberge
könnten die Sedimente jedoch auch als kompaktierte Schollen am 0,7 bis 1,6° stei-
len Kontinentalhang bis mindestens ca. 3000 m Wassertiefe (Station PS1606) hinab-
geglitten sein. Nach STOW (1985) sind Gleitungen bei Neigungswinkeln ab 0,5°
möglich. Dazu müßte jedoch mit der Kompaktion durch gründende Eisberge oder
das Inlandeis auf dem Schelf auch eine Mobilisierung verbunden gewesen sein,
wodurch die Diamiktite dem Kontinentalhang zugeführt wurden. Ein solcher Pro-
zeß erscheint eher durch ein bis zum Schelfrand aufliegendes Inlandeis, welches
kompaktierte Sedimentpakete abscheren und vor sich herschieben kann, als durch
Eisberge möglich. Dies würde auch die glazialzeitliche Akkumulation der Diamik-
tite mit Ausnahme des obersten an der Station PS1494 erklären (Kap. 6.2.2.1.). Die
Gleitungen über wassergesättigte, häufig feinkörnige Sedimente wären sicher mit
Sedimentumlagerungen verbunden. Die 0,5 cm bzw. 2 cm mächtigen sandigen
Reliktsedimente zwischen den drei Diamiktiten an der Station PS1494 (Abb. 40)
könnten ein Hinweis darauf sein.

Diesen kompaktierten Hangdiamiktiten sehr ähnliche Sedimente werden von
ANDERSON et al. (1979), WRIGHT et al. (1979, 1983) und WRIGHT & ANDERSON (1982)
vom Kontinentalhang des östlichen Rossmeeres und südlichen Weddellmeeres
beschrieben und als Ablagerungen von Rutschungen gedeutet. Drei der von ihnen

untersuchten Sedimentkerne liegen im Bereich oder knapp östlich des Untersuchungsgebietes dieser Arbeit. Da keine Angaben zum Kompaktionsgrad der Sedimente gemacht werden, kann trotz der ansonsten identischen Sedimentbeschreibung nicht sicher festgestellt werden, ob sie mit den stark kompaktierten Diamiktiten vergleichbar sind.

Da mit Rutschungen neben einer Homogenisierung auch eine Wasseraufnahme der Sedimente verbunden ist (STOW 1985), läßt die starke Kompaktion der Diamiktite Rutschungen als Bildungsprozeß nur dann zu, wenn die Sedimente nachträglich kompaktiert wurden. Eine starke Kompaktion ist am Hang nur durch eine mächtige Sedimentauflage vorstellbar, die dann später durch Erosion oder gravitativen Sedimenttransport wieder entfernt worden sein muß. Es ist unwahrscheinlich, daß ein solcher Prozeß an allen vier Stationen erfolgt ist. Außerdem treten ausschließlich zwischen den drei Diamiktiten der Station PS1494 (Abb. 40) grobkörnige Sedimente auf, welche Relikte einer Erosion oder proximale Ablagerungen aus gravitativem Transport darstellen könnten. Der oberste Diamiktit dieser Station wird, ebenso wie die Diamiktite an den anderen Stationen PS1606, PS1607 und PS1612, von recht feinkörnigen Sedimenten überlagert.

Nach der Interpretation der Sediment-Echogramme treten Rutschmassen im Verbreitungsraum des Echotyps W östlich der Erosionsstufe auf (Kap. 4.2.; Abb. 13). Die kissen- oder keilförmigen Sedimentkörper dieses Echotyps können jedoch aufgrund ihrer akustischen Transparenz nicht die stark kompaktierten Hangdiamiktite darstellen (DAMUTH 1975, 1978). Diese Rutschmassen wurden mit den bearbeiteten Sedimentabfolgen nicht gewonnen.

An der Station PS1606 vom unteren Kontinentalhang östlich der Erosionsstufe sind vor der Isotopenstadiengrenze 1/2, in 406 cm bis 128 cm Sedimenttiefe, tonig-siltige und sandige, teilweise gradierte Lagen eingeschaltet. Sie weisen hohe Kohlenstoffgehalte bei z.T. geringen Gehalten karbonatischer biogener Komponenten auf und zeigen eine Mineralverteilung in der Tonfraktion entsprechend den Sedimenten in der Filchner-Rinne. Diese Zusammensetzung belegt den südlichen Schelf als Liefergebiet der terrigenen Sedimentkomponenten (Kap. 6.2.2.1.). Fehlende Kieskörner und fehlende Bioturbationsstrukturen deuten auf eine sehr schnelle, vom Eisfrachteintrag unabhängige Sedimentation hin. Die Sedimente werden daher als Ablagerungen von Trübeströmen (Turbidite) gedeutet.

Während zwischen 406 cm und 208 cm Tiefe nur vereinzelt feinkörnige, distale Turbiditbänder in die hemipelagischen Sedimente eingeschaltet sind, treten zwischen 208 und 128 cm verbreitet grobkörnige, meist sehr gut sortierte proximale Turbiditlagen auf (BOUMA 1962). Unterhalb 128 cm Sedimenttiefe deuten hohe Feuchtraumdichten und geringe Porositäten der Sedimente auf eine erhöhte Kompaktion hin. Sie dürfte auf Hiaten zurückzuführen sein, die in Verbindung mit den proximalen Turbiditen entstanden sind.

Die beschriebenen Ablagerungen aus gravitativen Transportprozessen treten ausschließlich in Sedimenten des späten Weichselglazials östlich der Erosionsstruktur

auf. Da mit Rutschungen und Trübeströmen große Mengen Feinmaterial in Suspension gelangen, ist anzunehmen, daß Suspensionswolken die 200 - 400 m hohe Struktur nach Westen überströmen konnten und dort zu feinkörnigen Ablagerungen führten. Diese "spill-over"-Sedimente (EGLOFF & JOHNSON 1975; CHOUGH 1978) sind an den Rändern submariner Canyons verbreitet (STOW 1985). Sie können mit Strömungsablagerungen (Konturiten) identische Korngrößenverteilungen und Sedimentstrukturen aufweisen (BOUMA 1972; STOW & BOWEN 1978; STOW & LOVELL 1979). Da sie zudem das gleiche Liefergebiet haben, wie die glazialzeitlichen, durch den dichten Bodenwasserstrom abgelagerten Laminite (Kap. 6.2.3.1.), lassen sie sich nicht eindeutig von ihnen unterscheiden. Die fast durchgehend auftretenden Kieskörner, der sehr regelmäßige Aufbau der Laminae und jegliches Fehlen einer systematischen Veränderung in den Korngrößen und in den Mächtigkeiten der Laminae deuten darauf hin, daß nur in wenigen Fällen gravitative Transportprozesse an der Akkumulation der Laminite beteiligt waren.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß gravitative Transportprozesse vermutlich ausschließlich während des letzten glazialen Maximums zu Sedimentumlagerungen am Kontinentalhang geführt haben. Der gravitative Sedimenttransport war auf den Hangbereich östlich der 200 - 400 m hohen, SW-NE streichenden Erosionsstufe konzentriert. Trübeströme, Rutschungen und möglicherweise Gleitungen könnten durch einen verstärkten Sedimenteintrag am oberen Kontinentalhang ausgelöst worden sein. Ein besonders hoher Sedimenteintrag unmittelbar nördlich der Filchner-Rinne läßt sich auf die Schelfrandlage des Inlandeises und eine Bündelung der Eisflußlinien im Bereich der Rinne (Abb. 7) zurückführen, die auch für Glazialzeiten angenommen wird (STUIVER et al. 1981).

Im Westen der Erosionsstufe ist vermutlich teilweise Feinmaterial aus Suspensionswolken akkumuliert, welche durch Rutschungen und/oder Trübeströme im Osten entstanden sind und die Stufe nach Westen überströmen konnten. Am Rand der Stufe wurden vermutlich als Folge des steilen Reliefs Sedimente abgesichert und als Gleitungen nach Osten in größere Wassertiefen transportiert.

Die Kombination von gravitativem Sedimenttransport und bodennahem Wasserstrom (Kap. 6.2.3.1.) führte vermutlich während des letzten glazialen Maximums unter Einfluß der Corioliskraft zu der lateral nach Westen fortschreitenden Erosion entlang der Erosionsstufe (Kap. 4.2.).

7 Modell der spätquartären Sedimentation

Die Kartierung der Sediment-Echogramme (Kap. 4.2.) sowie die sedimentologische Bearbeitung des Probenmaterials (Kap. 5.2. und 6.2.) liefern ein umfassendes Bild von den glaziologischen, hydrographischen und gravitativen Sedimentationsprozessen am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres seit dem letzten glazialen Maximum. Sedimentologische Arbeiten an Kernmaterial aus der Filchner-Rinne (Abb. 1) erbrachten wichtige Erkenntnisse zur glazialen und postglazialen Sedimentation im Bereich des südlich angrenzenden Schelfs (MELLES 1987; MELLES & FÜTTERER 1989; FÜTTERER & MELLES 1990). Unter Einbeziehung dieser Erkenntnisse läßt sich modellhaft anhand von vier schematischen S-N-Profilen über den Schelf und den Kontinentalhang die glaziologische und hydrographische Entwicklung vom letzten glazialen Vereisungsmaximum bis heute rekonstruieren.

7.1. Sedimentation im Spätpleistozän

Während des letzten Vereisungsmaximums, im späten Weichselglazial, rückte im südlichen Weddellmeer das Inlandeis auf dem Kontinentalschelf nach Norden vor und erreichte später als 31.000 J.v.h. den Schelfrand (ELVERHØI 1981; Abb. 58). Der Eisvorstoß führte zu einer glazialen Erosion der Schelfsedimente. Die Erosion war vermutlich besonders intensiv im Bereich der Filchner-Rinne, in der eine Bündelung der Eisflußlinien (STUIVER et al. 1981) zu einem hohen Durchfluß von Eis führte. Die Erosionsfläche ist als sehr ebener, schallharter Reflektor in den Sediment-Echogrammen ausgebildet. Eine Übertiefung des Schelfrandes um ca. 200 m unmittelbar nördlich der Filchner-Rinne deutet an, daß das Inlandeis zwischenzeitlich den Schelfrand geringfügig überschritten hat.

Auf dem südlichen Schelf wurde direkt aus dem aufliegenden Eis ein glazialer Diamiktit abgelagert (ELVERHØI & MAISEY 1983; MELLES 1987). Er ist sehr stark kompaktiert, schlecht sortiert, fossilfrei und strukturlos. Am Schelfrand wurden glazialmarine Sedimente vom Inlandeis kompaktiert und/oder durch Erosion freigelegt. Eisberge führten dem Kontinentalhang Sedimentfracht (IRD) aus Süden zu. Der IRD umfaßte neben Gesteinen und Mineralen aus dem Einzugsgebiet des Filchner-Schelfeises möglicherweise auch kompaktierte, vom Eis durch Anfrieren aufgenommene Schelfsedimente.

Gravitative Sedimentumlagerungen, Trübeströme, Rutschungen und möglicherweise Gleitungen, waren auf den Kontinentalhang östlich der 200 - 400 m hohen, SW-NE streichenden morphologischen Stufe konzentriert. Sie wurden wahrscheinlich durch einen besonders hohen Sedimenteintrag am oberen östlichen Hang unmittelbar nördlich der Filchner-Rinne ausgelöst.

Die Meereisbedeckung war über dem unteren und mittleren Kontinentalhang so dicht, daß sie durch den reduzierten Lichteinfall die Planktonproduktion und damit auch die Benthosproduktion stark einschränkte. Die Sedimente weisen nur sehr geringe Biogehalte auf und sind weitgehend frei von Bioturbationsstrukturen. Über dem oberen Kontinentalhang jedoch, in einer < 50 km breiten Zone

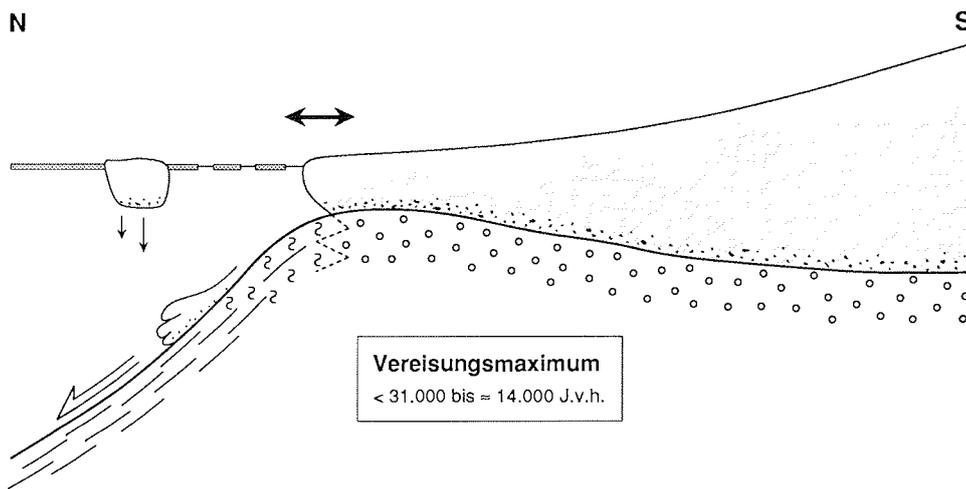


Abb. 58: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang im südöstlichen Weddellmeer während des letzten Vereisungsmaximums im späten Weichselglazial (Erläuterungen s. Text).

vor den Eismassen, existierte zumindest zeitweilig eine eisfreie Wasserfläche (Polynya), in der die biogene Produktion deutlich höher war.

In dieser Küstenpolynya wurde wahrscheinlich durch intensive Meereisbildung besonders im Winter eine salzreiche und damit dichte Wassermasse gebildet. Sie strömte bodennah entlang der morphologischen Stufe in die Tiefsee und wies dabei vermutlich im Jahreszyklus schwankende Stromstärken auf. Die Wassermasse nahm aus dem IRD sowie aus den bioturbaten, schlecht sortierten Sedimenten am oberen Hang Feinmaterial auf und führte es dem unteren Hang zu, wo es in zyklischen Abfolgen von tonigen und siltigen Laminae akkumulierte. Dieser dichte, bodennahe Strom bis in die Tiefsee könnte im späten Weichselglazial zur Bildung des Antarktischen Bodenwassers beigetragen haben.

Sowohl der dichte Bodenwasserstrom als auch der gravitative Sedimenttransport wurden unter Einfluß der Corioliskraft nach Westen gegen die SW-NE streichende morphologische Stufe am Kontinentalhang gelenkt. Dies führte entlang der Stufe zu einer lateral fortschreitenden Erosion, die in den Sediment-Echogrammen dokumentiert ist. Mit den Sedimentbewegungen war vermutlich verstärkt Feinmaterial in Suspension gelangt, welches in geringeren Wassertiefen über die Erosionsstufe nach Westen strömen konnte und dort verstärkt akkumulierte.

7.2. Sedimentation im Übergang vom Pleistozän zum Holozän

Mit dem postglazialen Temperatur- und Meeresspiegelanstieg setzten vor ca. 14.000 bis 13.000 Jahren wesentliche glaziologische und hydrographische Veränderungen im Untersuchungsgebiet ein (Abb. 59). Gravitative Transportprozesse traten seither vermutlich nicht mehr auf.

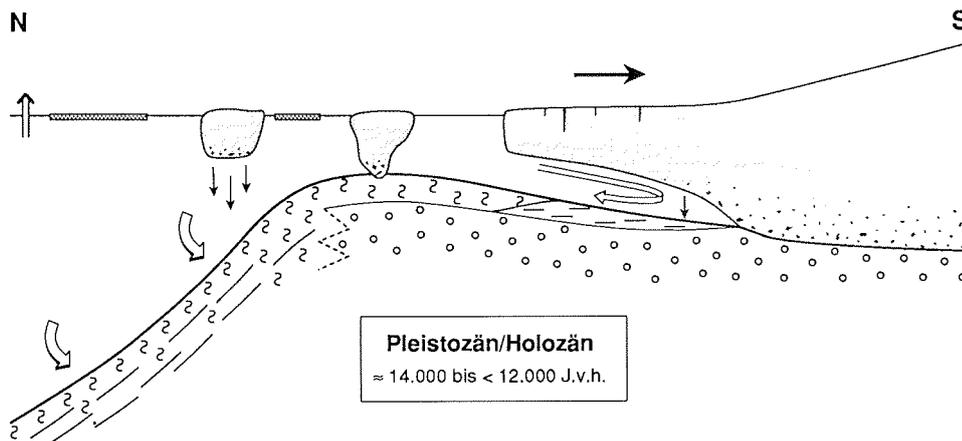


Abb. 59: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang im südöstlichen Weddellmeer während des Übergangs vom Pleistozän zum Holozän (Erläuterungen s. Text).

Zunächst begannen die Eismassen auf dem Schelf aufzuschwimmen. An das Schelfeis anhaftende Sedimente wurden durch Abschmelzprozesse über dem äußeren Kontinentalschelf in großen Mengen freigesetzt. Intensive Kalbungsprozesse führten zu einer raschen Verlagerung der Eiskante nach Süden. Dadurch wird im Norden der Filchner-Rinne der glaziale Diamiktit direkt von bioturbaten, fossilführenden Sedimenten überlagert (MELLES 1987). Dagegen verhinderte bei dem späteren, langsameren Eisrückzug in der zentralen Filchner-Rinne die Schelfeisüberdeckung die biogene Produktion im Oberflächenwasser. Dort wird der glaziale Diamiktit von geschichteten, weitgehend fossilfreien Sedimenten überlagert, deren Korngrößenverteilungen auf eine Wasserzirkulation im Uhrzeigersinn unter dem Eis hindeuten.

Da sich das Filchner-Schelfeis aus dem aufschwimmenden Inlandeis entwickelte, das im Weichselglazial bis mindestens 1165 m Wassertiefe in der Filchner-Rinne auf dem Grund aufgelegt hatte (MELLES 1987), dürfte es größere Mächtigkeiten aufgewiesen haben als heute. Vom Schelfeis kalbende Eisberge hatten entsprechend größere Tiefgänge. Da zudem der Meeresspiegelstand noch niedriger war als heute, erreichten die Eisberge am Schelfrand wiederholt den Meeresboden. Dies führte zur Kompaktion, Homogenisierung und Umlagerung von Schelfsedimenten und zur Ausbildung von Pflugmarken.

Mit dem Eisrückzug vom äußeren Schelf kam am Kontinentalhang der IRD-Eintrag aus Süden innerhalb weniger Jahrhunderte zum Erliegen. Die Eisberge aus einem dadurch weiter südlich gelegenen Kalbungsgebiet wurden überwiegend mit dem Weddellwirbel und der Ostwinddrift nach Westen transportiert und konnten den Kontinentalhang nicht mehr erreichen. Dort wird seitdem IRD durch Eisberge aus der östlichen Umrandung des Weddellmeeres zugeführt.

Kurz nachdem der Rückzug des Inlandeises auf dem Schelf einsetzte, ging über dem Kontinentalhang die Meereisbedeckung deutlich zurück. Dies führte zu einer Erhöhung der biogenen Produktion. Etwa zeitgleich endete der bodennahe Strom der salzreichen, dichten Wassermasse am Kontinentalhang, da die Voraussetzung zur Bildung dieser Wassermasse, eine Küstenpolynya vor den bis zum Schelfrand aufliegenden Eismassen, nicht mehr gegeben war. Damit wurde die Sedimentzusammensetzung am Kontinentalhang durch die Wassermassen des Weddellwirbels beeinflusst, die Feinmaterial aus Osten zuführten (Abb. 59).

7.3. Sedimentation im frühen Holozän

Die Wasserzirkulation im Uhrzeigersinn unter dem Filchner-Schelfeis führte durch Abschmelzprozesse schon frühzeitig zur Bildung des Eisschelfwassers (ISW). Etwas später als 12.000 J.v.h. setzte der ISW-Strom über die Schwelle nördlich der Filchner-Rinne ein (Abb. 60). Das ISW strömte großflächig über den gesamten Kontinentalhang des Untersuchungsgebietes in das Weddellmeerbecken und führte dabei dem Hang Feinmaterial vom Kontinentalschelf zu. Sehr feinkörnige Sedimente belegen geringe Stromgeschwindigkeiten des ISW am Hang.

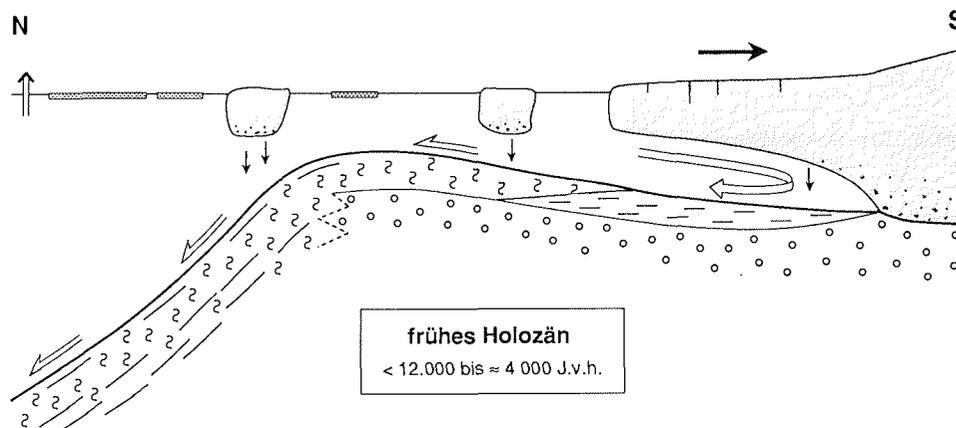


Abb. 60: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang im südöstlichen Weddellmeer im frühen Holozän (Erläuterungen s. Text).

Nach dem raschen Eisrückzug vom äußeren Kontinentalschelf verlagerte sich das Inlandeis langsamer, vermutlich schrittweise nach Süden, ohne erneut wesentlich nach Norden vorzustoßen (MELLES 1987). Spätestens vor ca. 7.500 Jahren hatte die Grundlinie des Eises eine Position ca. 400 km südlich des Schelfrandes, nahe der aktuellen Filchner-Schelfeiskante, überschritten (Abb. 4).

Die Meereisbedeckung war über dem Kontinentalschelf nur gering. Über dem Kontinentalhang dagegen war sie im frühen Holozän zeitweilig so dicht, daß sie die biogene Produktion stark einschränkte.

7.4. Sedimentation im späten Holozän

Vor ca. 4.000 Jahren hatte sich die Grundlinie des Eises vermutlich um weitere 200 bis 300 km nach Süden verlagert. Dadurch entstand südlich der Berkner-Insel eine offene Wasserverbindung unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis (Abb. 4). Seither strömt vermutlich Westliches Schelfwasser (WSW) vom Ronne-Schelfeis unter das Filchner-Schelfeis und führt dort zu einer deutlichen Erhöhung der ISW-Produktion.

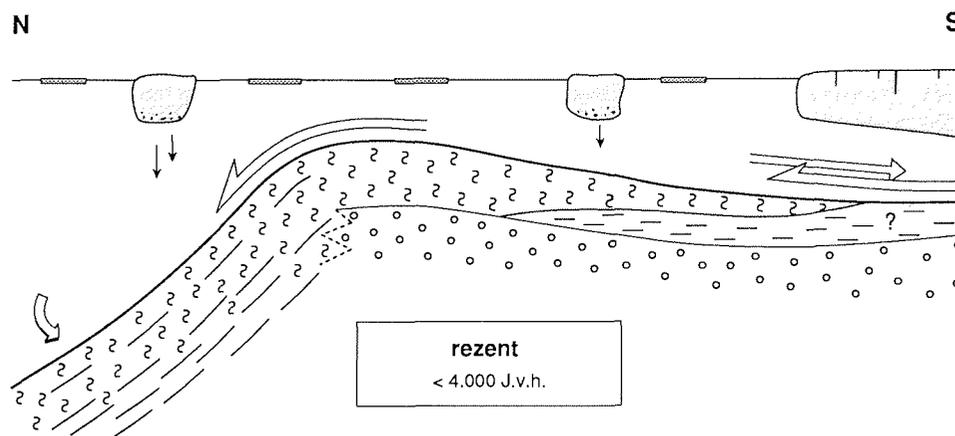


Abb. 61: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang im südöstlichen Weddellmeer während der letzten ca. 4.000 Jahre (Erläuterungen s. Text).

Das ISW strömt seitdem wahrscheinlich in zwei separaten Kernen mit deutlich erhöhten Geschwindigkeiten bodennah über den Kontinentalrand und führt dort durch Abreicherung des Feinmaterials zu grobkörnigen Reliktsedimenten (Abb. 61). Der ISW-Strom reduziert die Karbonatlösung im Grenzbereich Wasser/Sediment und fördert durch die hohen Stromgeschwindigkeiten das Wachstum der sich filtrierend ernährenden Seepocken und Bryozoen. Dies resultiert in einer karbonatreichen Zone am Schelfrand und oberen Kontinentalhang zwischen ca. 600 m und 1200 m Wassertiefe.

Mit der Erhöhung der Stromstärken konnte ein wesentlicher Anteil des ISW am oberen Hang die SW-NE-streichende morphologische Stufe nach Westen überströmen. Das ISW führt westlich der Stufe durch Abreicherung des Feinmaterials zur Ausbildung einer geringmächtigen Lage grobkörniger Reliktsedimente, welche die unterlagernden feinkörnigen Sedimente vor Erosion schützt. Am unteren Hang ist das ISW seither nicht mehr in den Sedimentparametern dokumentiert; dort bestimmt heute der Weddellwirbel die Sedimentzusammensetzung mit einer Feinmaterialzufuhr aus Osten.

Seit ca. 4.000 Jahren ist die Meereisbedeckung im gesamten Untersuchungsgebiet im Vergleich zum späten Weichselglazial und teilweise frühen Holozän recht gering.

8. Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. D. K. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven; AWI) für die Vergabe der vorliegenden Arbeit, das stete Interesse an ihrem Fortgang und die vielfältige Unterstützung, sowie Prof. Dr. G. Wefer (Universität Bremen, Fachbereich 5, Geowissenschaften) für die freundliche Übernahme des Co-Referates.

Zahlreiche Kollegen aus dem AWI und dem FB 5 der Universität Bremen haben mit Rat und Tat zu dieser Arbeit beigetragen. Ganz besonders erwähnen möchte ich Dr. G. Kuhn, der mir mit zahlreichen fruchtbaren Diskussionen und mit dem Überlassen von unveröffentlichtem Datenmaterial sehr geholfen hat, sowie Dr. W. U. Ehrmann, dessen konstruktive Kritik am Manuskript sehr hilfreich war. Dr. H. Hubberten und G. Meyer danke ich für die Messungen der stabilen Isotope und die Betreuung bei der Diskussion der Daten. Dr. V. Spieß führte die paläomagnetischen Messungen am FB 5 in Bremen durch und gab wichtige Hilfestellungen bei der Interpretation der Ergebnisse. Dr. H. Grobe danke ich für seine stete Diskussionsbereitschaft und für das Überlassen des "SEDAN"-Programmes zur Auswertung der Tonmineralanalyse. Dr. A. Mackensen und Dr. A. Abelman bin ich für die Bestimmungen von Foraminiferen bzw. Radiolarien sehr dankbar. Bei geowissenschaftlichen Detailfragen gaben mir Dr. M. Schlüter, Dr. M. Rutgers van der Loeff, Dr. D. Cordes, Dr. G. Bohrmann, Dr. R. Gersonde und Dr. H. Villinger wichtige Hilfestellungen. R. Thomzik danke ich für die Hilfe bei Fotoarbeiten, M. Thiel für das Überlassen eines Programmes zur Konstruktion der bathymetrischen Karte. Besonders dankbar bin ich Dr. H. Hellmer für die Unterstützung bei ozeanographischen Fragestellungen, sowie Dr. D. Gerdes, Dipl. Biol. M. Klages und Dr. S. Hain bei biologischen Detailfragen. Bei allen Mitarbeitern des AWI, insbesondere auch bei dem technischen Personal sowie bei der Besatzung des FS "Polarstern", möchte ich mich für die Unterstützung und das sehr gute Arbeitsklima herzlich bedanken.

Dr. P. Walter (AWI), Prof. Dr. A. Mangini und Dr. B. Kromer (Inst. f. Umweltphysik, Heidelberg) leisteten mit den ^{230}Th -Analysen und ^{14}C -Datierungen wesentliche Beiträge zur stratigraphischen Einstufung der Sedimente. Für die Messungen und das Überlassen der Daten danke ich ihnen herzlich. Sehr dankbar bin ich auch Prof. Dr. Y. Kristoffersen (Oslo), der mir eine unveröffentlichte bathymetrische Karte zur Verfügung stellte sowie Dr. W. Klepal (Wien) die mir bei der Bestimmung von Balaniden half.

Nicht zuletzt möchte ich meiner Freundin Nicole, meinen Eltern, Geschwistern und Freunden für ihr Verständnis und die stete Ermunterung herzlich danken.

9 Literaturverzeichnis

- ABELMANN, A. & GERSONDE, R. (1988): Cycladophora davisiana stratigraphy in Plio-Pleistocene cores from the Antarctic Ocean (Atlantic sector). - *Micropaleontology*, 34(3): 268-276.
- ABELMANN, A.; GERSONDE, R. & SPIESS, V. (1990): Pliocene - Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - siliceous microfossil evidence. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (eds.): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht, 729-759.
- ALLEY, R.B.; BLANKENSHIP, D.D.; ROONEY, S.T. & BENTLEY, C.R. (1989): Sedimentation beneath ice shelves - the view from ice stream B. - *Mar. Geol.*, 85: 101-120.
- ANDERSON, J.B. (1975a): Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica. - *Micropaleontology*, 21(1): 69-96.
- ANDERSON, J.B. (1975b): Factors controlling CaCO₃ dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. - *Mar. Geol.*, 19: 315-332.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D. & WEAVER, F.M. (1979): Sedimentation on the Antarctic continental slope. - *SEPM Special Publication*, 27: 265-283.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; DOMACK, E.W. & BALSHAW, K.M. (1980a): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. - *J. Geol.*, 88: 399-414.
- ANDERSON, J.B.; DOMACK, E.W. & KURTZ, D.D. (1980b): Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implications to glacial erosion and transport. - *J. Glaciol.*, 25(93): 387-396.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N. & WRIGHT, R. (1983a): Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. - In: B.F. MOLNIA (ed.): *Glacial-marine Sedimentation*, Plenum Press, New York, 233-264.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N. & SINGER, J. (1983b): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental shelf. - In: R.L. OLIVER; P.R. JAMES & J.B. JAGO (eds.): *Antarctic Earth Science*, Australian Acad. Sci., 387-389.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.F. & MYERS, N. (1984): Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica. - *Mar. Geol.*, 57: 295-333.
- ANDERSON, J.B.; WRIGHT, R. & ANDREWS, B. (1986): Weddell Fan and associated abyssal plain, Antarctica: morphology, sediment processes, and factors influencing sediment supply. - *Geo-Marine Letters*, 6: 121-129.
- BARD, E. (1988): Correction of accelerator mass spectrometry ¹⁴C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications. - *Paleoceanography*, 3(6): 635-645.
- BARD, E.; LABEYRIE, L.D.; PICHON, J.-J.; ARNOLD, M.; DUPRAT, J.; MOYES, J. & DUPLESSY, J.-C. (1990): The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: a comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ¹⁴C dating from deep sea sediments. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht, 381-401.
- BARKER, P.F.; KENNETT, J.P. et al. (1988): Weddell Sea Palaeoceanography: preliminary results of ODP Leg 113. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 75-102.
- BARKOV, N.I.; GORDIENKO, F.G.; KOROTKEVICH, E.S. & KOTLYAKOV, V.M. (1975): Oxygen isotope study of a 500 m ice core from the borehole at Vostok station. - *Inform. Bull. Sov. Ant. Exped.*, 90: 39-49.
- BARRON, J.; LARSEN, B. et al. (1989): *Proc. ODP, Init. Repts., College Station, TX (Ocean Drilling Programm)*, 119: 942 p.
- BARTSCH, A. (1989): Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten. - *Ber. Polarforsch.*, 63: 110 S.
- BAYER, R.; BULLISTER, J. & ØSTERHUS, S. (1990): Geochemisch-ozeanographisches Programm. - In: H. MILLER & H. OERTER (Hrsg.): *Die Expedition Antarktis-V mit FS "Polarstern" 1986/87*. *Ber. Polarforsch.*, 57: 28-33.

- BENNETT, R.H. & LAMBERT, D.N. (1971): Rapid and reliable technique for determining unit weight and porosity of deep-sea sediments. - *Mar. Geol.*, **11**: 201-207.
- BERGER, W.H. (1968): Planctonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. - *Deep-Sea Res.*, **15**: 31-43.
- BERGH, H.W. (1977): Mesozoic sea floor of Dronning Maud Land, Antarctica. - *Nature*, **269**: 686-687.
- BISCAYE, P.E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. - *Am. Miner.*, **49**: 1281-1289.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 803-832.
- BLEIL, U.; SPIESS, V. & WEINREICH, N. (1984): A hiatus in early Quaternary sediments documented in the magnetostratigraphic record of "Meteor" cores from the eastern equatorial Atlantic. - "Meteor" *Forsch.-Ergebn.*, **R. C.**, **38**: 1-7.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA, A.H. (1972): Recent and ancient turbidites and contourites. - *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, **32**: 205-221.
- BOYLE, E.A. & KEIGWIN, E.L. (1982): Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: geochemical evidence. - *Science*, **218**: 784-787.
- BRENNECKE, W. (1921): Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition 1911-1912. - *Arch. Deutsche Seewarte*, **39(1)**: 216 S.
- BROECKER, W.S. (1963): Radiocarbon ages of Antarctic materials. - *Polar Record*, **11**: 472-473.
- BROECKER, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1689-1705.
- BROECKER, W.S.; ANDREE, M.; BONANI, G.; WOLFLI, W.; OESCHGER, H.; KLAS, M.; MIX, A. & CURRY, W. (1988a): Preliminary estimates for the radio-carbon age of deep water in the glacial ocean. - *Paleoceanography*, **3(6)**: 659-669.
- BROECKER, W.S.; ANDREE, M.; BONANI, G.; WOLFLI, W.; KLAS, M.; MIX, A. & OESCHGER, H. (1988b): Comparison between radiocarbon ages obtained on coexisting planctonic foraminifera. - *Paleoceanography*, **3(6)**: 647-657.
- BROECKER, W.S.; ANDREE, M.; WOLFLI, W.; OESCHGER, H.; BONANI, G.; KENNETT, J. & PETEET, D. (1988c): The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. - *Paleoceanography*, **3(1)**: 1-19.
- BRUCHHAUSEN, P.M.; RAYMOND, J.A.; JACOBS, S.S.; DEVRIES, A.L.; THORNDYKE, E.M. & DEWITT, H.H. (1979): Fish, crustaceans, and the sea floor under the Ross Ice Shelf. - *Science*, **203**: 449-451.
- BULLIVANT, J.S. (1967): The fauna of the Ross Sea. Part 5. Ecology of the Ross Sea benthos. - *N.Z. Dept. Scient. Industr. Res., Bull.*, **176** (N.Z. Oceanogr. Inst., Mem., **32**): 49-75.
- BURCKLE, L.H. (1984): Diatom distribution and paleoceanographic reconstruction in the Southern Ocean - present and last glacial maximum. - *Mar. Micropaleontol.*, **9**: 241-261.
- CARMACK, E.C. & FOSTER, T.D. (1975a): Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 77-90.
- CARMACK, E.C. & FOSTER, T.D. (1975b): On the flow of water out of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 711-724.
- CARMACK, E.C. & FOSTER, T.D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea. - In: M.J. DUNBAR (ed.): *Proc. Polar Oceans Conf.*, Montreal, 1974, 151-165.
- CARMACK, E.C. (1977): Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. - In: M.V. ANGEL (ed.): *A Voyage of Discovery*, *Deep-Sea Res., Suppl.*, **24**: 15-41.
- CHOUGH, S.K. (1978): Morphology, sedimentary facies and processes of the northwest Atlantic mid-ocean channel between 61° and 52° N, Labrador Sea. - Ph.D. Thesis, McGill Univ., Montreal, Canada, 167 p.

- CHRIS, T. & FRAKES, L.A. (1972): Glacial marine sedimentation in the Ross Sea. - In: R. ADIE (ed.): Antarctic geology & geophysics. Comm. Ant. Res., Oslo, 747-762.
- CLARKSON, P.D. & WYETH, R.B. (1983): Geology of the Shackleton Range: III: The Baiklock Glacier Group. - Brit. Antarct. Surv., Bull., 52: 233-244.
- COOKE, D.W. & HAYS, J.D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. - In: CRADDOCK, C. (ed.): Antarctic geoscience, Univ. Wisconsin Press, Madison, 1017-1025.
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer). - Ber. Polarforsch., 71: 158 S.
- CORLISS, B.H.; MARTINSON, D.G. & KEFFER, T. (1986): Late Quaternary deep-ocean circulation. - Geol. Soc. Am. Bull., 97: 1106-1121.
- CREER, K.M. (1974): Geomagnetic variations for the interval 7000-25,000 yr B.P. as record in a core of sediment from station 1474 of the Black Sea cruise of "Atlantis II". - Earth Planet. Sci. Lett., 23: 34-42.
- CURRY, W.B. & LOHMANN, G.P. (1982): Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: reconstruction of glacial abyssal circulation patterns. - Quat. Res., 18: 218-235.
- CURRY, W.B.; DUPLESSY, J.C.; LABEYRIE, L.D. & SHACKLETON, N.J. (1988): Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. - Paleoceanography, 3(3): 317-341.
- DAMUTH, J.E. (1975): Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of the terrigenous sediments. - Mar. Geol., 18: 17-45.
- DAMUTH, J.E. (1978): Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. - Mar. Geol., 28: 1-36.
- DEACON, G.E.R. (1937): The hydrology of the Southern Ocean. - Discovery Reports, 15: 124 p.
- DEACON, G.E.R. (1974): Water exchanges near the Antarctic continent. - In: Processus de formation des eaux océaniques profondes en particulier en méditerranée occidentale, Coll. Intern. Centre Nat. Rech. Sci., 215: 23-25.
- DEACON, G.E.R. (1979): The Weddell Gyre. - Deep-Sea Res., 26A: 981-995.
- DEUSER, W.G. & HUNT, J.M. (1969): Stable isotope ratios of dissolved inorganic carbon in the Atlantic. - Deep-Sea Res., 16: 221-225.
- DIECKMANN, G.; ROHARD, G.; HELLMER, H. & KIPFSTUHL, J. (1986): The occurrence of ice platelets at 250 m depth near the Filchner Ice Shelf and its significance for sea ice biology. - Deep-Sea Res., 33(2): 141-148.
- DIECKMANN, G.; HEMLEBEN, C. & SPINDLER, M. (1987): Biogenic and mineral inclusions in a green iceberg from the Weddell Sea, Antarctica. - Polar Biol., 7: 31-33.
- DIN 66165 (1981): Korn-(Teilchen)Größenanalyse, Siebanalyse, Grundlagen; (Entwurf) Teil 1. - Beuth Verlag GmbH, Berlin, Köln, 7 S.
- DODGE, R.E.; FAIRBANKS, R.G.; BENNINGER, L.K. & MAURRASSE, F. (1983): Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. - Science, 219: 1423-1425.
- DOMACK, E.W. (1982): Sedimentology of glacial and glacial marine deposits on the George V - Adélie continental shelf, East Antarctica. - Boreas, 11: 79-97.
- DOMACK, E.W.; ANDERSON, J.B. & KURTZ, D.D. (1980): Clast shape as an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial marine sediments: George V continental shelf, Antarctica. - J. Sediment. Petrol., 50: 813-820.
- DREIMANIS, A. (1976): Till; their origin and properties. - In LEGGET, R.F. (ed.): Glacial Till, R. Soc. Can., Spec. Publ., 12: 11-49.
- DREWRY, D.J. (1983): The surface of the Antarctic ice sheet, Sheet 2. - In: D.J. DREWRY (ed.): Antarctica: glaciological and geophysical folio, Scott Polar Res. Inst., Cambridge.
- DREWRY, D.J. & COOPER, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. - Ann. Glaciol., 2: 117-122.

- DREWRY, D.J. & ROBIN, G. de Q. (1983). Form and flow of the Antarctic ice sheet during the last million years. - In: G. de Q. ROBIN (ed.): The climatic record in polar ice sheets, Cambridge Univ. Press, 28-38.
- DUPHORN, K.; KÖGLER, F.-C. & STAY, B. (1978): Late glacial varved clays in the Bornholm basin and Hanö Bay. - *Boreas*, 8: 137-140.
- DUPLESSY, J.-C.; MOYES, J & PUJOL, C. (1980): Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. - *Nature*, 286: 479-482.
- DUPLESSY, J.C.; DELIBRIAS, G.; TURON, J.L.; PUJOL, C. & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 35: 121-144.
- DUPLESSY, J.C.; SHACKLETON, N.J.; FAIRBANKS, R.G.; LABEYRIE, L.; OPPO, D. & KALLEL, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanography*, 3(3): 343-360.
- EGLOFF, J. & JOHNSON, G.L. (1975): Morphology and structure of the Southern Labrador Sea. - *Can. J. Earth Sci.*, 12: 2111-2133.
- EHRMANN, W.U. & THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - *Contrib. Sedim.*, 15: 109 p.
- EHRMANN, W.U. (im Druck): Sediment composition on the southern Kerguelen Plateau and its implications for paleoclimate and depositional environment. - In: J. BARRON; B. LARSEN et al. (eds.): Proc. ODP, Sci. Results, 119: College Station, TX (Ocean Drilling Programm).
- ELVERHØI, A. (1981): Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea. - *Nature*, 293: 641-642.
- ELVERHØI, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitzbergen and the Barents Sea: a review. - *Mar. Geol.*, 57: 53-88.
- ELVERHØI, A. & MAISEY, G. (1983): Glacial erosion and morphology of the eastern and southeastern Weddell Sea Shelf. - In: R.L. OLIVER, P.R. JAMES, & J.B. JAGO (eds.): Antarctic Earth Science. Proc. Fourth Int. Symp. Ant. Earth Science, Adelaide, Australia 1982. Australian Academy of Science, Canberra 1983, 483-487.
- ELVERHØI, A. & E. ROALDSET (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica. - *Polar Res.*, 1: 1-21.
- EL-SAYED, S.Y. (1971): Observations on phytoplankton bloom in Weddell Sea. - *Amer. Geophys. Union, Antarctic Res. Ser.*, 15: 301-312.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.*, 63: 538-578.
- EMILIANI, C.; GARTNER, S.; LIDZ, B.; ELDRIDGE, K.; ELVEY, D.K.; HUANG, T.C.; STIPP, J. J. & SVENSSON, M.F. (1975): Paleoclimatological analyses of Late Quaternary cores from the northeastern Gulf of Mexico. - *Science*, 189: 1083-1087.
- FLETCHER, M.R. & CLAPHAM, W.B. (1974): Sediment density and the limits of the repeatability of absolute pollen frequency determinations. - *Geosci. and Man*, 9: 27-35.
- FOLDVIK, A. (1986): Oceanographic research during NARE-84/85. - *Filchner Ronne Ice Shelf Programme Rep.*, 3: 107-109.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1985): Hydrographic observations on the southern Weddell Sea shelf break. - In: O. ORHEIM (ed.): Report of the Norwegian Antarctic Research Expedition (NARE) 1984/85. Norsk Polarinst. Rap. Serie, 22: 119-125.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985a): Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976/77. - *Polar Research*, 3: 177-193.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985b): Physical oceanography studies in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1978/79. - *Polar Research*, 3: 195-207.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T.; SLOTSVIK, N. & TØRRESEN, T. (1985c): Oceanographic conditions on the Weddell Sea Shelf during the German Antarctic Expedition 1979/80. - *Polar Research*, 3: 209-226.

- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985d): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. - In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, Antarctic Res. Ser., 43: 5-20.
- FOLDVIK, A.; KVINDE, T. & TØRRESEN, T. (1985e): Bottom currents near the continental shelf break in the Weddell Sea. - In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, Antarctic Res. Ser., 43: 21-34.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 3-17.
- FOLK, R.L. (1962): Of skewness and sands. - *J. Sediment. Petrol.*, 32(1): 145-146.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. - *J. Sediment. Petrol.*, 27: 3-27.
- FOSTER, T.D. (1972): Haline convection in polynyas and leads. - *J. Phys. Ocean.*, 2: 462-469.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, 23: 301-317.
- FOSTER, T.D. & MIDDLETON, J.H. (1979): Variability in the bottom water of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, 26A: 743-762.
- FOSTER, T.D.; FOLDVIK, A. & MIDDLETON, J.H. (1987): Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, 34: 1771-1794.
- FÜTTERER, D.K.; GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, 3(5): 551-561.
- FÜTTERER, D. K. & MELLES, M. (1990): Sediment patterns in the southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht, 381-401.
- GAMMELSRØD, T. & SLOTSVIK, N. (1981): Hydrographic and current measurements in the southern Weddell Sea 1979/80. - *Polarforschung*, 51: 101-111.
- GANSSEN, G. (1981): Isotopic analyses of foraminifera shells: interference from chemical treatment. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 33: 271-276.
- GANSSEN, G. (1983): Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika. - "Meteor" Forsch.-Ergebn., R. C, 37: 1-46.
- GEALY, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: E.L. WINTERER et al. (eds.): *Init. Repts. DSDP, 7*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1081-1104.
- GEBCO (1983): General bathymetric chart of the Oceans (GEBCO), 5-18, Pol. Ster. Proj. 1 : 6 000 000, at 75° S Lat. - Can. Hydr. Service, Ottawa, Canada.
- GEYH, M.A. (1985): Datierung quartärer Gesteine und Proben. - In: F. BENDER (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften Band II*, Enke, Stuttgart, 581-595.
- GEORGI, D.T. (1981): Circulation of bottom waters in the southwestern South Atlantic. - *Deep-Sea Res.*, 28A: 959-979.
- GERDES, D. (1990): Antarctic trials of the multi-box corer, a new device for benthos sampling. - *Polar Record*, 26(156): 35-38.
- GILL, A.E. (1973): Circulation and bottom water production in the Weddell sea. - *Deep-Sea Res.*, 20: 111-140.
- GORDON, A.L. (1978): Deep Antarctic convection west of Maud Rise. - *J. Phys. Oceanogr.*, 8: 600-612.
- GORDON, A.L. (1982): Weddell Deep Water variability. - *J. Marine Res.*, Suppl., 9: 199-217.
- GORDON, A.L.; MARTINSON, D.G. & TAYLOR, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. - *Deep-Sea Res.*, 28A: 151-163.
- GORDON, A.L. & HUBER, B.A. (1984): Thermohaline stratification below the Southern Ocean Sea Ice. - *J. Geophys. Res.*, 89C1: 641-648.
- GOW, A.J.; VEDA, H.T. & GARFIELD, D.E. (1968): Antarctic Ice Sheet: preliminary results of first core hole to bedrock. - *Science*, 161: 1011-1013.

- GRANT, J.A. & SCHREIBER, R. (1990): Modern swath sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: the Atlas Hydrosweep and Parasound systems. - *Mar. Geophys. Res.*, **12**: 9-19.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - *Ber. Polarforsch.*, **27**: 121 S.
- GROBE, H. (1987): A simple method for the determination of Ice-Rafted Debris in sediment cores. - *Polarforschung*, **57**(3): 123-126.
- GROBE, H.; MACKENSEN, A.; HUBBERTEN, H.-W.; SPIESS, V. & FÜTTERER, D.K. (1990): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht, 539-572.
- GRÜNIG, S. (1990): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer, Antarktis. - *Diss. Univ. Bremen*, 196 S.
- HAASE, G.M. (1983): Glaciomarine sediments along the Filchner/Rønne Ice Shelf, southern Weddell Sea - first results of the 1983/84 Antarktis-II/4 expedition. - *Mar. Geol.*, **72**: 241-258.
- HAIN, S. (1990): Meeresbiologische Arbeiten. - In: H. MILLER & H. OERTER (Hrsg.): *Die Expedition Antarktis-V mit FS "Polarstern" 1986/87*. *Ber. Polarforsch.*, **57**: 44-48.
- HALD, M. & VORREN, T.O. (1987): Stable isotope stratigraphy and paleoceanography during the last deglaciation on the continental shelf off Troms, northern Norway. - *Paleoceanography*, **2**(6): 583-599.
- HAMILTON, E.L. (1969): Sound velocity, elasticity and related properties of marine sediments, North Pacific, Part 1: Sediment properties, environmental control and empirical relationships. - U. S. Naval Undersea Research and Development Center, Techn. Paper TP-143, 58 p.
- HAMILTON, E.L. (1971): Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments. - *Geophysics*, **36**(2): 266-284.
- HAUGLAND, K.; KRISTOFFERSEN, Y. & VELDE, A. (1985): Seismic investigations in the Weddell Sea embayment. - In: E.S. HUSEBUY; G.L. JOHNSON & Y. KRISTOFFERSEN (eds.): *Geophysics of the Polar Regions, Tectonophysics*, **114**: 1-21.
- HAYS, J.D.; LOZANO, J.A.; SHACKLETON, N.J. & IRVING, G. (1976a): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18000 B.P. Antarctic Ocean. - In: R.M. CLINE, & J.D. HAYS, (eds.): *Investigations of the Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*, Boulder, Geol. Soc. Am., *Memoir*, **145**: 337-372.
- HAYS, J.D.; IMBRIE, J & SHACKLETON, N.J. (1976b): Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. - *Science*, **194**: 1121-1132.
- HEDGES, R.E.M. (1981): Radiocarbon dating with accelerator: review and preview. - *Archaeometry*, **23**: 3-18.
- HEEZEN, B.C. & HOLLISTER, C. (1964): Deep-sea current evidence from abyssal sediments. - *Mar. Geol.*, **1**: 141-174.
- HELLMER, H.H. & OLBERS, D.J. (1989): A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf. - *Antarctic Science*, **1**(4): 325-336.
- HERDAN, G. (1960): *Small particle statistics*. - 2nd Ed., Butterworths, London, 418 p.
- HERRMAN, A.G. & KNAKE, D. (1973): Coulometrische Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Carbonat- und Nichtcarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. - *Z. Anal. Chem.*, **266**: 196-201.
- HERROD, L.D.B. (1986): Sea-bottom topography beneath Ronne Ice Shelf, Antarctica. - *Filchner Ronne Ice Shelf Programme Rep.*, **3**: 72-80.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: seismic sequences, structural elements, and geological development. - *Geol. Jb.*, **23**: 17-41.
- HJULSTRÖM, E. (1939): Transportation of detritus by moving water. - In: P.P. TRASK (ed.): *Recent Marine Sediments*. Dover, New York, N. Y., 5-31.
- HOEK, P.P.C. (1883): Report on the Cirripedia collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. - Report on the scientific results of H.M.S. Challenger, *Zoology*, **8**.

- HOLLER, P. (1985): Geotechnical properties of Antarctic deep sea sediments. - "Meteor" Forsch.-Ergebn., R. C, 39: 23-36.
- HUGHES, T. (1975): The West Antarctic ice sheet: instability, disintegration, and initiation of ice ages. - Rev. Geophys. Space Phys., 13(4): 502-526.
- HUBBERTEN, H. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. - Terra abstracts, 1: 80.
- HUT, G. (1987): Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. - Consultants' group meeting IAEA, Vienna, Sept. 1985, 42 p.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.D.; MARTINSON, D.G.; MCINTYRE, A.; MIX, A.C.; MORLEY, J.J.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: A. BERGER; J. IMBRIE; J. HAYS; G. KUGLA & B. SATZMANN (eds.): Milankovitch and Climate. Reidel, Dordrecht, 269-305.
- IRVING, E. (1957): Origin of the Torridonian sandstones of northwest Scotland. - Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 250: 100-110.
- ISO 2591-1973 (E) (1973): Test sieving. -1st Ed., Int. Organization for Standardization, 11 p.
- JACQUES, G. (1982): The paradox of the Antarctic primary production. - Joint Oceanogr. Assembly Abstr., Halifax.
- JCPDS (1980): Mineral powder diffraction file data book. - Published by JCPDS International Centre for Diffraction Data, Swarthmore, Pennsylvania, U.S.A., 1168 p.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.-R.; ELVERHØJ, A. & LABREQUE, J.L. (1981): Morphology of the Weddell Sea and southwest Indian Ocean. - Dt. hydrogr. Z., 34: 263-272.
- JOHNSON, S.J.; DANSGAARD, W.; CLAUSEN, H.B. & LANGWAY jr., C.C.: (1972): Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheet. - Nature, 235: 429-434.
- JONES, G.A. & KEIGWIN, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78° N) for early deglaciation. - Nature, 336: 56-59.
- JUCKES, L.M. (1972): The geology of north-eastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land. - Br. Ant. Surv. Sci. Rep., 65: 1-44.
- KACHHOLZ, K.-D. (1982): Statistische Bearbeitung von Probandaten aus Vorstrandbereichen sandiger Brandungsküsten mit verschiedener Intensität der Energieumwandlung. - Diss., Christian Albrecht Univ. Kiel, 382 S.
- KELLOGG, B.T.; OSTERMAN, L.I. & STUIVER, M. (1979): Late Quaternary sedimentology and benthic foraminiferal paleoecology of the Ross Sea, Antarctica. - J. Foraminiferal Res., 9(4): 322-335.
- KELLOGG, T.B. & KELLOGG, D.E. (1988): Antarctic cryogenic sediments: biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 67: 51-74.
- KILLWORTH, P.D. (1979): On "chimney" formations in the ocean. - J. Phys. Oceanogr., 9: 531-554.
- KING, R.F. (1955): Remanent magnetism of artificially deposited sediments. - Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Supply, 7: 115-134.
- KUHN, G. (1986): Erprobung des AWI-Kolbenlotes (ø 84 mm) und Vergleich mit anderen Kernverfahren. - In R. GERSONDE (Hrsg.): Die Expedition Arktis III mit FS "Polarstern" 1985. Ber. Polarforsch., 28: 70-74.
- KUHN, G. & WISSMANN, G. (1987): Continuous 3.5 kHz sub-bottom echo sounding. - In: D.K. FÜTTERER (Hrsg.): Die Expedition Antarktis-IV mit FS "Polarstern" 1985/86. Ber. Polarforsch., 33: 77-79.
- KUHN, G. (1988): Niederfrequente Sedimentechographie. - In: D.K. FÜTTERER (Hrsg.): Die Expedition Antarktis-VI mit FS "Polarstern" 1987/88. Ber. Polarforsch., 58: 130-131.
- KUHN, G. (1989): Erosional Structures on the floor of the Weddell Sea: traces of bottom water flow. - Terra abstracts, 1: 21.
- KUHN, G. (1990): Sedimentologische Arbeiten im Weddellmeer. - In: H. MILLER & H. OERTER (Hrsg.): Die Expedition Antarktis-V mit FS "Polarstern" 1986/87. Ber. Polarforsch., 57: 18-22.
- KUVAAS, B. & KRISTOFFERSEN, Y. (im Druck): The Cray Fan: a trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica. - Mar. Geol., (im Druck).

- LABEYRIE, L.D. & DUPLESSY, J.C. (1985): Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140 000 years: high-latitude surface water records. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 50: 217-240.
- LABEYRIE, L.D.; PICHON, J.J.; LABRACHERIE, M.; IPPOLITO, P.; DUPRAT, J. & DUPLESSY, J.C. (1986): Melting history of Antarctica during the past 60,000 years. - *Nature*, 322: 701-706.
- LABEYRIE, L.D.; DUPLESSY, J.C. & BLANC, P.L. (1987): Variations in the mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. - *Nature*, 327: 477-482.
- LABRACHERIE, M.; LABEYRIE, L.; DUPRAT, J.; BARD, E.; ARNOLD, M.; PICHON, J.-J. & DUPLESSY, J.-C. (1989): The last deglaciation in the Southern Ocean. - *Paleoceanography*, 4(6): 629-638.
- LABRECQUE, J.L. & BARKER, P. (1981): Age of the Weddell Basin. - *Nature*, 290: 489-492.
- LANGE, H. (1975): Herkunft und Verteilung von Oberflächensedimenten des westafrikanischen Schelfs und Kontinentalhanges. - "Meteor" Forsch. Ergebn., R. C, 22: 61-84.
- LANGE, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. - *Sedimentology*, 29: 427-431.
- LIEN, R.; SOLHEIM, A.; ELVERHØI, A. & ROKOENGEN, K. (1989): Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddell Sea Shelf, Antarctica. - *Polar Research*, 7: 43-57.
- LIPPS, J.H.; RONAN jr., T.E. & DELACA, T.E. (1979): Life below the Ross Ice Shelf. - *Science*, 203: 447-449.
- LISITZIN, A.P. (1972): Sedimentation in the world ocean. - *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 17.
- LORIUS, C.; MERLIVAT, L.; JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1979): A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. - *Nature*, 280: 644-648.
- LOWRIE, W. & HELLER, F. (1982): Magnetic properties of marine limestones. - *Rev. Geoph. Space Phys.*, 20(2): 171-192.
- MACAYEAL, D.R. (1985): Evolution of tidally triggered melt-water plumes below ice shelves. - *Ant. Res. Ser.*, 43: 133-143.
- MACKENSEN, A. & DOUGLAS, R.G. (1989): Down-core distribution of life and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. - *Deep-Sea Res.*, 36: 879-900.
- MACKENSEN, A.; GROBE, H.; HUBBERTEN, H.-W.; SPIEL, V. & FÜTTERER, D.K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. - *Mar. Geol.*, 87: 315-321.
- MACKENSEN, A.; GROBE, H.; KUHN, G. & FÜTTERER, D.K. (im Druck): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: distribution, ecology and fossilization potential. - *Mar. Micropal.*, 16: (im Druck).
- MACKERETH, F.J.H. (1971): On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetisation in lake sediments. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 332-338.
- MANGINI, A. (1984): Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-230, Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie. - *Habil. Schrift, Ruprecht-Karl-Univ., Heidelberg*, 63 S.
- MANGINI, A. & DIESTER-HAAS, L. (1983): Excess of Th-230 off West Africa traces upwelling in the past. - In: E. SUESS & J. THIEDE (eds.): *Coastal upwelling*, Plenum Publ. Corp., 455-470.
- MARTINSON, D.G.; PISIAS, N.G.; HAYS, J.D.; IMBRIE, J.; MOORE jr., T.C. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - *Quat. Res.*, 27: 1-29.
- MAISEY, G.H. (1979): Submarine slumping on the Weddell Sea continental slope. - *Institut for kontinentalsokkelundersøkelser, IKU, Trondheim, Norway*, P-204/2/79, 6 p.
- MEISCHNER, D. (1990): Bermuda - ein Pegel für pleistozäne Meeresspiegel-Schwankungen mitten im Atlantik. - *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, 43: 63.
- MELLES, M. (1987): Sedimentation in der Filchner-Depression, südöstlicher Weddellmeer-Schelf, Antarktis. - *Unveröff. Dipl.-Arb., Georg-August-Univ. Göttingen*, 180 S.

- MELLES, M. (1989): Current controlled sediment distribution at the continental margin of the southeastern Weddell Sea. - *Terra abstracts*, 1: 21-22.
- MELLES, M. & FÜTTERER, D.K. (1989): Glacial and glacial marine sediments in the southern Weddell Sea, Antarctica. - ICG-Symposium No. 5 "Polar Geomorphology", Bremen, Sept. 1989. In: G. STÄBLEIN (ed.): *Polar Geomorphology, Abstracts and Papers. Materialien und Manuskripte*, 17: 32-34.
- MICHEL, R.L. & DRUFFEL, E.M. (1983): Radiocarbon in the Weddell Sea as observed in a deep-sea coral and in krill. - *Geophys. Res. Lett.*, 10(3): 190-192.
- MOSBY, H. (1934): The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. - *Det Norske Viden. Akad., Sci. Res., Norwegian Antarctic Exped. 1927-1928*, 1(11): 131 p.
- MÜLLER, G. (1964): *Methoden der Sedimentuntersuchung. Teil I: Sediment-Petrologie.* - Schweizerbart, Stuttgart, 303 S.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1954): Munsell Color Co., Inc., Baltimore, 23 p.
- NAGATA, T. (1961): *Rock Magnetism.* - Maruzen Company LTD. Tokyo, 350 p.
- NEWMAN, W.A. & ROSS, A. (1971): Antarctic Cirripedia. - *Antarctic Res. Ser.*, 14: 257 p.
- NOWACZYK, N.R. (1985): Paläomagnetische Untersuchungen paläozoischer Gesteine des Hohen Venn. - Unveröff. Dipl.-Arb., Ruhr-Univ. Bochum, 187 S.
- OB DYKE, N.D.; NINKOVICH, D.; LOWRIE, W. & HAYS, J.D. (1972): The paleomagnetism of two Aegean deep sea cores. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 145-159.
- OMOTO, K. (1972): A preliminary report on modern carbon datings at Syowa Station and its neighbourhood, East Antarctica. - *Antarct. Rec.*, 43: 20-24.
- OMOTO, K. (1983): The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica. - In: R.L. OLIVER, P.R. JAMES & J.B. JAGO (eds.): *Antarctic earth science, Proc. 4th Int. Symp. on Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra*, 450-452.
- ORHEIM, O. & ELVERHØI, A. (1981): Model for submarine glacial deposition. - *Ann. Glaciol.*, 2: 123-128.
- OSKIERSKI, W. (1988): Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres. - *Ber. Polarforsch.*, 47: 167 S.
- PFIRMAN, S.; LANGE, M.A.; WOLLENBURG, I. & SCHLOSSER, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic comparisons. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht*, 187-211.
- PLAS, L. van der & TOBI, A.C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. - *Amer. J. Sci.*, 263: 87-90.
- POZDEYEV, V.S. & KURININ, R.G. (1987): Noviyе danniyе о морфологии ледовой толши и рельефе подледного ложа и морского dna в южной части бассейна моря Уэдделла (Западная Антарктида). (Transl.: New data on the morphology of the ice cover and relief of the subglacial bed and sea bottom in the southern part of the Weddell Sea basin (West Antarctica). - *Antarktika Doklady Komissii*, 26: 66-71.
- PUDSEY, C.J.; BARKER, P.F. & HAMILTON, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments: A record of Antarctic Bottom Water flow. - *Mar. Geol.*, 81: 289-314.
- REID, J.L.; NOWLIN, jr.W.D. & PATZERT, W.C. (1977): On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. - *J. Phys. Oceanogr.*, 7: 62-91.
- ROBIN, G. de Q. (1979): Formation, flow, and disintegration of ice shelves. - *J. Glaciol.*, 24: 259-271.
- ROBIN, G. de Q.; DOAKE, C.S.M.; KOHNEN, H.; CRABTREE, R.D.; JORDAN, S.R. & MÖLLER, D. (1983): Regime of Filchner-Ronne ice shelves, Antarctica. - *Nature*, 302: 582-586.
- ROOTS, E.F. (1969): Geology of western Queen Maud Land. - In: V.C. BUSHNELL & C. CRADDOCK (eds.): *Geologic Maps of Antarctica, Antarctic Map Folio, Series 12, Plate VI.*
- ROQUEPLO, C. (1982): Seismic stratigraphy of the eastern continental shelf of the Weddell Sea, Antarctica. - Master's Thesis, Rice Univ., Houston, Texas, 163 p.

- SACKETT, W.M.; ECKELMANN, W.R.; BENDER, M.L. & BÉ, A.W.H. (1965): Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. - *Science*, **148**: 235-237.
- SAKSHAUG, E.; HOLM-HANSEN, O. (1984): Factors governing pelagic production in polar oceans. - In: O. HOLM-HANSEN, L. BOLIS & R. GILLES (eds.): *Marine phytoplankton and productivity. Lecture notes on coastal and estuarine studies*, **8**, Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 1-18.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraction. - "Meteor" *Forsch. Ergebn.*, R. C, **5**: 1-113.
- SATTERFIELD, W.M. & BEHRENS, E.W. (1990): A late Quaternary canyon/channel system, northwest Gulf of Mexico continental slope. - *Mar. Geol.*, **92**: 51-67.
- SCHLICH, R.; WISE jr., S.W. et al. (1989): *Proc. ODP, Init. Repts.*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), **120**: 648 p.
- SCHLOSSER, P.; BAYER, R.; FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T.; ROHARD, G. & MÜNNICH, K.O. (1990): Oxygen 18 and Helium as tracers of Ice Shelf Water and water/ice interaction in the Weddell Sea. - *J. Geoph. Res.*, **95C3**: 3253-3263.
- SCHLÜTER, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres: Geochemische Analyse und Modellierung. - *Diss. Univ. Bremen*, 160 S.
- SCHMIDT, D.L. & FORD, A.B. (1969): Geology of the Pensacola and Thiel Mountains. - In: V.C. BUSHNELL & C. CRADDOCK (eds.): *Geology Maps of Antarctica, Antarctic Map Folio Series, Folio 12, Pl. V*.
- SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985): Vol. 1, Antarctic. - Prepared by Naval Oceanography Comand Detachment, Asheville, NSTL, MS 39527-5000, 131 p.
- SHACKLETON, N. (1967): Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. - *Nature*, **215**: 15-17.
- SHACKLETON, N.J. (1977): The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. - *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, **280**: 169-182.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10,000 year and 100,000 year time scale. - *Quat. Res.*, **3**: 39-55.
- SHEPARD, F.P. & MOORE, D.G. (1954): Sedimentary environments differentiated by coarse-fraction studies. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **38**(8): 1792-1802.
- SINGER, J.K. & ANDERSON, J.B. (1984): Use of total grain-size distributions to define bed erosion and transport for poorly sorted sediment undergoing simulated bioturbation. - *Mar. Geol.*, **57**: 335-359.
- SMITH, N.D.; PHILLIPS, A.C. & POWELL, R.D. (1990): Tidal drawdown: a mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas. - *Geology*, **18**: 10-13.
- SOCCI, A. & TANNER, W.F. (1980): Little known but important papers on grain-size analysis. - *Sedimentology*, **27**: 231-232.
- SOLHEIM, A. & KRISTOFFERSEN, Y. (1985): Marine geological studies on the Weddell Sea shelf. - In: O. ORHEIM (ed.): *Report of the Norwegian Antarctic Research Expedition (NARE) 1984/85, Norsk Polarinst. Rap. Serie*, **22**: 101-115.
- SPIESS, V.; VILLINGER, H.; POTOTZKI, F. & ZÖLLNER, T. (im Druck): Sedimentechographie. - In: R. GERSONDE (Hrsg.): *Die Expedition Antarktis-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90. Ber. Polarforsch.*, (im Druck).
- SPINDLER, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C, Kluwer, Dordrecht*, 173-186.
- STEIN, R. (1984): Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von DSDP - Sites 141, 366, 397 und 544B. - *Ber. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **4**: 210 S.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by SediGraph 5000D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. - *J. Sediment. Petrol.*, **55**(4): 590-593.

- STEPHENSON, P.J. (1966): Geology. 1. Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks (with a section on palaeomagnetism of the dolerite intrusions by D.J. BLUNDELL). - *Scient. Rep. transantarct. Exped.*, **8**: 79 p.
- STOW, D.A.V. (1985): Deep-sea clastics: where are we and where are we going? - In: P.J. BRENCHLEY & P.B.J. WILLIAMS (eds.): *Sedimentology: recent developments and applied aspects*, Geol. Soc. Spec. Publ., **18**: 67-93.
- STOW, D.A.V. & BOWEN, A.J. (1978): Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. - *Nature*, **274**: 324-328.
- STOW, D.A.V. & LOVELL, J.P.B. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. - *Earth-Sci. Rev.*, **14**: 251-291.
- STOW, D.A.V. & SHANMUGAM, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. - *Sediment. Geol.*, **25**: 23-42.
- STUIVER, M.; DENTON, G.H.; HUGHES, T.J. & FASTOOK, J.L. (1981): History of the marine ice sheet in west Antarctica during the last glaciation: A working hypothesis. - In: G.H. DENTON & T.J. HUGHES (eds.): *The last great ice sheets*. John Wiley and Sons, New York, 319-436.
- SWITHINBANK, C.; BRUNK, K. & SIEVERS, J. (1987): Glaziologische Karte 1 : 2 000 000 Filchner-Ronne-Schelfeis. - *Inst. f. Angewandte Geodäsie (IfAG)*, Frankfurt a. M..
- THOMPSON, R. (1975): Long period European geomagnetic secular variation confirmed. - *Geoph. J. R. Astr. Soc.*, **43**: 847-862.
- VEROSUB, K.L. & BANERJEE, S.K. (1977): Geomagnetic Excursions and their paleomagnetic record. - *Rev. Geoph. Space Phys.*, **15**(2): 145-155.
- VOSS, J. (1988): Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrobenthos des Weddellmeeres (Antarktis). - *Ber. Polarforsch.*, **45**: 145 S.
- WATKINS, N.D. (1968): Short period geomagnetic polarity events in deep-sea sedimentary cores. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**: 341-349.
- WEBER, W. (1982): Beitrag zur Geologie des Pensacola-Gebirges (Antarktika). - *Freiberger Forschungsh.*, Leipzig, **C371**: 41-96.
- WEFER, G. (1985): Die Verteilung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in Kalkschalen mariner Organismen. - *Geol. Jb.*, **A82**: 3-111.
- WEISS, R.F.; OESTERLUND, H.G. & CRAIG, H. (1979): Geochemical studies of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **26**(10A): 1093-1120.
- WILLIAMS, D.F.; THUNNELL, R.C.; TAPPA, E.; RIO, D. & RAFFI, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P.. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **64**: 221-240.
- WOLMARANS, L.G. & KENT, L.E. (1982): Geological investigations in western Dronning Maud Land, Antarctica - a synthesis. - *South African Journal of Antarctic Research, Suppl.*, **2**: 93 p.
- WRIGHT, R; ANDERSON, J.B. & KURTZ, D. (1979): Sediment mass transport on the Antarctic continental margin. - *Antarct. J. U. S.*, **14**(5): 110-111.
- WRIGHT, R & ANDERSON, J.B. (1982): The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: eastern Weddell Sea, Antarctica. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**: 951-963.
- WRIGHT, R; ANDERSON, J.B. & FISCO, P.P. (1983): Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial / glacial marine sediments around the continental margin of Antarctica. - In: B.F. MOLNIA (ed.): *Glacial-marine Sedimentation*, Plenum Press, New York, 265-300.
- YOSHIDA, Y. & MORIWAKI, K. (1979): Some consideration on elevated coastal features and their dates around Syowa Station, Antarctica. - *Mem. Nat. Inst. Pol. Res. Japan, Spec. Issue*, **13**: 220-226.
- ZWALLY, H.J.; COMISO, J.C.; PARKINSON, C.L.; CAMPBELL, W.J.; CARSEY, F.D. & CLOERSEN, P. (1985): Antarctic sea ice, 1973-1976: satellite passive-microwave observations. - *NASA Spec. Publ.*, **459**: 206 p.

10. Material und Methoden

10.1. Bathymetrische Vermessung

Die für das Untersuchungsgebiet konstruierte bathymetrische Karte (Abb. 2) beruht auf INDAS-Daten (Integriertes Navigations- und Datenerfassungssystem, PRAK-LA-SEISMOS) der FS "Polarstern"-Fahrabschnitte ANT-IV/3, ANT-V/4 und ANT-VI/3. Bei diesem System werden die Positionen über Satellitennavigation, die Wassertiefen mit einem Echolot (Narrow Beam Sounder, ELAC) bestimmt. Mit Hilfe eines Computerprogrammes (M. THIEL, AWI) wurden aus den INDAS-Werten in Zeitabständen von 5 Minuten die Wassertiefen in Intervallen von 100 m entlang der Fahrtroute geplottet. Die Tiefenlinien wurden anschließend in Schritten von 100 m auf dem Kontinentalschelf und 200 m am Hang visuell interpoliert.

Aus der Fahrtrouten- und Stationskarte (Abb. 9) wird ersichtlich, daß der bathymetrischen Karte (Abb. 2) im südlichen und zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes eine große Datendichte zugrunde liegt. Dagegen standen insbesondere aus dem westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes nicht ausreichend Profile für eine detaillierte bathymetrische Vermessung zur Verfügung. Die entsprechenden Tiefenlinien wurden nach einer Karte von Y. KRISTOFFERSEN (Oslo, unveröff.) eingezeichnet.

10.2. Sedimentechographie

Die Klassifizierung und Kartierung von Sediment-Echotypen erfolgte an 3,5 kHz-Echogrammen von den Fahrabschnitten ANT-IV/3, ANT-V/4 und ANT-VI/3 sowie an PARASOUND-Echogrammen von ANT-VIII/5 (Abb. 9). Die beiden Systeme zur sedimentechographischen Aufzeichnung der obersten Sedimentmeter des Meeresbodens wurden jeweils auf den gesamten Fahrtstrecken zwischen wissenschaftlichen und logistischen Stationen eingesetzt.

Bei beiden Systemen werden Schallwellen ausgesendet, die an der Sedimentoberfläche und an internen Sedimentstrukturen reflektiert werden. Das aufgefangene Signal wird über einen Analogschrieb ausgegeben. Beim 3,5 kHz-Sedimentecholot beträgt die Eigenfrequenz der ausgesendeten Schallwellen 3,5 kHz, die Hauptenergie wird kegelförmig mit einem Winkel von 20° abgestrahlt (KUHN & WISSMANN 1987; SPIESS et al. im Druck). Bei dem PARASOUND-Sedimentecholot wird durch Aussendung von zwei hochfrequenten (18 kHz und 20 bis 23,5 kHz) Druckwellen eine Differenzfrequenz von 2,5 bis 5,5 kHz erzeugt, die nur einen Abstrahlwinkel von 4° aufweist. Dadurch erzielt die Aufzeichnung mit dem PARASOUND-System bei einer vergleichbaren Eindringung in das Sediment eine höhere Auflösung (GRANT & SCHREIBER 1990; SPIESS et al., im Druck).

10.3. Probennahme vom Meeresboden

Das bearbeitete Probenmaterial wurde auf den Expeditionen ANT-IV bis ANT-VI (1985/86 bis 1987/88) mit dem FS "Polarstern" gewonnen (Abb. 2, Tab. 7).

Tab. 7: Liste des bearbeiteten Probenmaterials; es wurden z.T. die Kerne vollständig, z.T. nur die Oberflächen bearbeitet, oder einzelne Analysen durchgeführt (GKG = Großkastengreifer, MG = Mehrfachgreifer, SL = Schwerelot).

Proben-Nr.	Gerät	P o s i t i o n		Wasser-tiefe (m)	Fahrtab-schnitt	Gewinn (cm)
		geogr. Breite	geogr. Länge			
PS1414-1	GKG	73° 36,21' S	35° 18,78' W	2490	ANT-IV/3	43
PS1415-1	GKG	74° 05,57' S	35° 39,08' W	2107	ANT-IV/3	32
PS1416-1	GKG	74° 19,86' S	36° 00,72' W	1517	ANT-IV/3	47
PS1417-1	GKG	74° 25,41' S	35° 44,19' W	1148	ANT-IV/3	41
PS1418-1	GKG	74° 28,54' S	35° 35,61' W	769	ANT-IV/3	40
PS1419-1	GKG	74° 39,92' S	35° 04,94' W	479	ANT-IV/3	46
PS1420-1	GKG	74° 39,18' S	32° 58,17' W	600	ANT-IV/3	52
PS1420-2	SL	74° 37,40' S	33° 06,20' W	614	ANT-IV/3	380
PS1421-1	GKG	74° 40,43' S	33° 57,42' W	540	ANT-IV/3	17
PS1489-3	GKG	74° 39,36' S	31° 57,88' W	602	ANT-V/4	31
PS1490-2	GKG	74° 40,65' S	35° 05,15' W	487	ANT-V/4	55
PS1491-3	GKG	74° 39,47' S	36° 59,08' W	369	ANT-V/4	33
PS1492-1	GKG	74° 25,06' S	35° 30,05' W	1098	ANT-V/4	26
PS1493-2	GKG	74° 14,91' S	35° 29,12' W	1779	ANT-V/4	26
PS1494-2	SL	74° 10,91' S	35° 30,03' W	1942	ANT-V/4	302
PS1494-3	GKG	74° 10,88' S	35° 29,39' W	1944	ANT-V/4	41
PS1495-1	GKG	74° 10,95' S	36° 35,42' W	1609	ANT-V/4	49
PS1496-2	GKG	73° 59,30' S	35° 09,31' W	2314	ANT-V/4	50
PS1497-1	GKG	73° 57,97' S	35° 55,30' W	2038	ANT-V/4	50
PS1498-1	GKG	73° 29,17' S	35° 31,65' W	2825	ANT-V/4	49
PS1498-2	SL	73° 29,42' S	35° 30,71' W	2818	ANT-V/4	896
PS1499-2	GKG	73° 29,99' S	32° 01,27' W	2844	ANT-V/4	51
PS1605-3	GKG	74° 03,16' S	31° 45,30' W	1674	ANT-VI/3	48
PS1606-1	GKG	73° 30,03' S	30° 00,47' W	2933	ANT-VI/3	47
PS1606-3	SL	73° 30,13' S	34° 02,01' W	2943	ANT-VI/3	424
PS1607-1	GKG	74° 06,02' S	33° 40,84' W	1610	ANT-VI/3	46
PS1607-3	SL	74° 06,38' S	33° 38,93' W	1582	ANT-VI/3	364
PS1608-1	MG	74° 39,45' S	34° 01,91' W	545	ANT-VI/3	18
PS1609-2	GKG	74° 41,22' S	38° 14,84' W	423	ANT-VI/3	45
PS1609-3	SL	74° 41,34' S	38° 15,01' W	420	ANT-VI/3	286
PS1610-4	MG	74° 39,26' S	37° 00,05' W	369	ANT-VI/3	Oberfl.
PS1611-1	GKG	74° 36,93' S	36° 01,61' W	419	ANT-VI/3	37
PS1611-3	SL	74° 36,90' S	36° 04,99' W	418	ANT-VI/3	135
PS1612-1	GKG	74° 24,28' S	37° 01,34' W	815	ANT-VI/3	28
PS1612-2	SL	74° 24,67' S	37° 01,56' W	849	ANT-VI/3	189
PS1613-2	GKG	74° 14,62' S	36° 40,98' W	1541	ANT-VI/3	54
PS1613-4	SL	74° 14,58' S	36° 41,46' W	1542	ANT-VI/3	714
PS1614-1	GKG	75° 16,66' S	34° 40,94' W	557	ANT-VI/3	40
PS1615-2	GKG	75° 29,72' S	36° 14,54' W	486	ANT-VI/3	51
PS1621-2	GKG	78° 05,00' S	36° 24,00' W	510	ANT-VI/3	29
PS1626-1	GKG	75° 17,40' S	33° 05,89' W	603	ANT-VI/3	49
PS1627-1	MG	74° 40,01' S	31° 01,93' W	514	ANT-VI/3	13

Für eine möglichst ungestörte Beprobung der Sedimentoberfläche und der obersten Dezimeter des Meeresbodens wurden der Großkastengreifer (GKG) und der Mehrfachgreifer (MG) eingesetzt (MELLES 1987; GERDES 1990; Tab. 7). An Bord wurden die mit dem GKG und MG gewonnenen Sedimente fotografiert und beschrieben, die ungestörten Sedimentoberflächen beprobt und Archivkerne zur späteren Bearbeitung mit PVC-Linerstücken (Innendurchmesser: 12 cm) aus den Kästen gezogen. Längere Sedimentkerne konnten mit einem Schwerelot (SL) gewonnen werden (KUHN 1986; Tab. 7). Die Kerne wurden an Bord beschriftet, in Meterstücke zerschnitten und mit Deckeln und Klebeband verschlossen. Der Transport und die Lagerung der Kernstücke erfolgten bei + 4° C.

10.4. Bearbeitung der Sedimentkerne

Zum Öffnen wurden die PVC-Wandungen der maximal 1 m langen Kernabschnitte an einem Sägetisch von Schwingsägen längsseits aufgetrennt und in Archiv- und Arbeitshälfte geteilt. Aus der Arbeitshälfte wurden 1 cm dicke Sedimentscheiben für Röntgenaufnahmen entnommen, die strukturellen Untersuchungen und der Verteilungsanalyse der Eisfracht (Kap. 10.8.) dienten. Die Belichtung der Präparate erfolgte in Röntengeräten (HP 43805 bzw. HP 43855A, Faxitron Serie) mit einer Spannung von 35 kV, einer Stromstärke von 3 mA und einer Belichtungszeit von 9 bis 14 Minuten auf Fotomaterial Agfa Gevaert Strukturix D4. Die Präparate wurden zur Archivierung in Schlauchfolie luftdicht eingeschweißt.

Anschließend wurden die Arbeits- und Archivhälften fotografiert und beschrieben. Die Beschreibung erfolgte unter möglichst konstanten Lichtverhältnissen (Laborbeleuchtung) um eine einheitliche Farbbestimmung zu gewährleisten. Sie wurde mit Hilfe der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1954) durchgeführt. Folgende Merkmale der Sedimente wurden systematisch beschrieben: Farbe, Korngröße, Gefüge, Konsistenz, Grenze oder Übergang zwischen unterschiedlichen Sedimentlagen und der Gehalt an Makrofossilien. Die Sediment- und Farbgrenzen, sowie einzelne, größere Steine und Sedimentklaster wurden in Zeichnungen im Maßstab 1 : 5 festgehalten.

Aus allen geöffneten Sedimentkernen wurden neben den Röntgenpräparaten (s.o.) standardmäßig pro Beprobungshorizont 4 verschiedene Proben aus den Arbeitshälften entnommen (Abb. 62).

- Zur Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften (Kap. 10.5.) sowie der Karbonat- und C_{org} -Gehalte (Kap. 10.6.) wurden 2 cm³ - Proben (Stationen PS1606 und PS1611) bzw. 5 cm³ - Proben (alle sonstigen Stationen) mit Spritzen aus dem Sediment gezogen.
- Zur Korngrößenanalyse der Silt- und Tonfraktion (Kap. 10.7.) sowie zur Tonmineralanalyse (Kap. 10.9.3.) wurden 5 cm³ - Proben ebenfalls mit Spritzen gewonnen.
- Zur Korngrößenanalyse der Sand- und Kiesfraktion (Kap. 10.7.), zur Messung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope (Kap. 10.10.) sowie zur semiquantitativen Komponentenanalyse der Kies- und Sandfraktion (Kap. 10.9.2.) wurden Proben mit Spateln entnommen. Sie stellen den Rest des 1,5 cm mächtigen Probennehmehorizontes mit einem Probenvolumen von ca. 80 cm³ dar.
- Für die Anfertigung von Smear Slides (Ausstrichpräparate) zur semiquantitativen Komponentenanalyse des Gesamtsedimentes (Kap. 10.9.2.) wurden geringe Sedimentmengen mit Zahnstochern entnommen.

Die Probenabstände waren von der Homogenität der Sedimente abhängig. Bei gezielten Detailbeprobungen, z.B. für Smear Slides aus kleinen Sedimentklaster oder

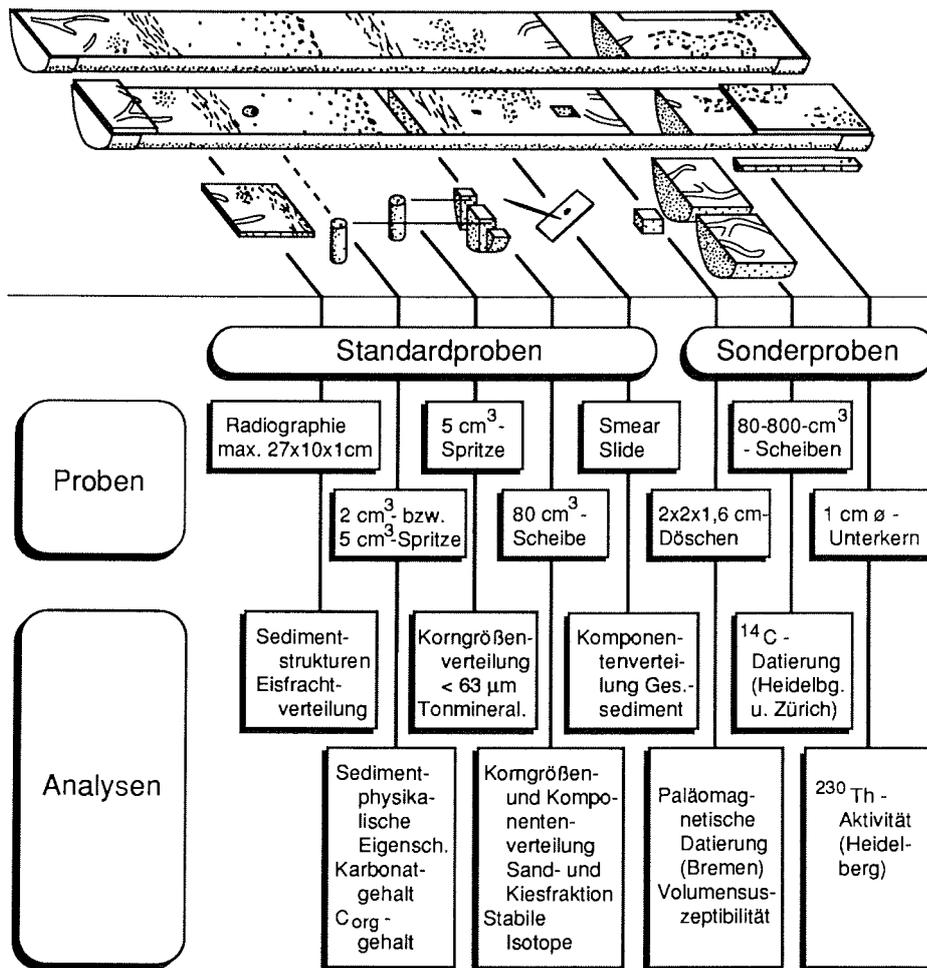


Abb. 62: Schema zur Probennahme aus den Sedimentkernen und zur sedimentologischen Bearbeitung. Die Standardproben wurden aus allen umfassend sedimentologisch untersuchten Kernen, die Sonderproben nur aus ausgewählten Kernen entnommen und bearbeitet.

für ein hochauflösendes Profil der Karbonatgehalte in oberflächennahen Sedimenten, weichen die einzelnen Probentiefen von den Probenhorizonten ab. Die Probennummern geben die Mitte der Probennahmehorizonte in Zentimetern Kerntiefe an. Zusätzlich wurden insbesondere für die Datierung der Sedimente aus ausgewählten Kernen Sonderproben entnommen (Abb. 62).

- Zur paläomagnetischen Datierung des Kernmaterials der Station PS1498 (Kap. 10.10.), sowie zur Bestimmung der Volumenssuszeptibilitäten an Einzelproben der Kerne der Stationen PS1498, PS1606, PS1609 und PS1611 (Kap. 10.5.), wurden Proben mit Polystyroidöschen (2 x 2 x 1,6 cm) aus den Arbeitshälften gestochen.

- Für die ^{14}C -Datierungen (Kap. 10.10.) wurden unterschiedlich mächtige Sedimentscheiben aus den Arbeitshälften (PS1612-1) bzw. aus beiden Kernhälften (PS1498-2) mit Spateln entnommen. Von den Stationen PS1418, PS1608, PS1611, und PS1621 wurden die zu datierenden Karbonatschalen bereits an Bord aus dem gesamten Kasteninhalt der GKG isoliert.
- Für die Bestimmung der Aktivität des Radionuklids ^{230}Th (Kap. 10.10.) wurde aus den Archivhälften der Station PS1498 ein Unterkern von 1 cm Durchmesser mit halbierten PVC-Rohren entnommen. Die Analysen wurden an 5 cm langen (GKG) bzw. 10 cm langen Segmenten (SL) durchgeführt.

Die durch die Probennahme in den Kernhälften entstandenen Hohlräume wurden mit entsprechend zugeschnittenem Hartschaumstoff gefüllt. Nach der Bearbeitung wurden sie zur Archivierung mit Klarsichtfolie, PVC-Deckeln und Klebeband verschlossen.

10.5. Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften

Die Suszeptibilität (χ) ist ein Maß für die Magnetisierbarkeit von Körpern. Sie wird in 10^{-6} SI-Einheiten (m^3/m^3) angegeben.

Am Kernmaterial von neun Stationen wurden die Suszeptibilitäten an den einzelnen Kernsegmenten in Schritten von 1 cm bestimmt (BARTINGTON MS 2 mit PI stepping motor controller C-500). Es wurde zu beiden Seiten 12 cm über die Enden der Kernsegmente hinaus gemessen. Aus den Meßergebnissen ließen sich mit einem Computerprogramm (H. VILLINGER, AWI) vollständige Suszeptibilitätsabfolgen je Zentimeter Sedimenttiefe in den Kernen berechnen. Am Material der Stationen PS1498, PS1606, PS1609 und PS1611 wurden die Suszeptibilitäten an den Archivhälften gemessen. Die Meßergebnisse wurden mit dem Faktor 2,24 auf vollständige Kerne umgerechnet.

Die Volumensuszeptibilitäten (χ_v), bezogen auf das Naßvolumen der Sedimente, lassen sich aus den Meßwerten mit Hilfe eines Korrekturfaktors berechnen, der vom Verhältnis des Kerndurchmessers zum Spulendurchmesser abhängig sind. Der Faktor beträgt 1,9 für Großkastengreifer- und Schwerelotkerne, die einen Innendurchmesser von 120 mm aufweisen. Zur Korrelation mit den anderen Sedimentparametern wurden an den entsprechenden Kerntiefen die Volumensuszeptibilitäten über 3 cm gemittelt. Diese Mittelwerte werden im folgenden als Volumensuszeptibilitäts-Parameter bezeichnet.

Von den Stationen PS1498, PS1606, PS1609 und PS1611 wurden zusätzlich die Volumensuszeptibilitäten an Einzelproben gemessen, die für die magnetostratigraphischen Untersuchungen entnommen worden waren. Die Messungen wurden an der Universität Bremen am FB 5 durchgeführt. Die Proben ($2 \times 2 \times 1,6$ cm) wurden nach einer Nullmessung in den Probetunnel des Meßgerätes (BARTINGTON MS 2, mit Adapter für Einzelproben) gesenkt, welches eine Wechselstrombrücke für nieder- (0,46 kHz) und eine hochfrequente (4,6 kHz) Messungen enthält. Aus

der digital angezeigten Veränderung des Brückenwiderstandes lassen sich nach einer gerätespezifischen Umrechnung die Volumenssuszeptibilitäten berechnen. Die Ergebnisse der nieder- und hochfrequenten Messungen wiesen geringe Differenzen auf. In dieser Arbeit sind die niederfrequenten Meßergebnisse dargestellt.

Die Volumenssuszeptibilitäts-Parameter sind im Mittel um 25 % ($144 \text{ m}^3/\text{m}^3$) geringer als die Werte der Einzelproben. Die oben aufgeführten geräte- und probenspezifischen Umrechnungen erlauben daher nur eingeschränkt einen direkten Vergleich der absoluten Meßergebnisse. Die recht gute Korrelation ($r = 0,78$) zeigt, daß beide Meßmethoden die Schwankungen in den Suszeptibilitätsabfolgen widerspiegeln. Deutliche Abweichungen treten z.T. in den Bereichen auf, in denen die Messungen an den Einzelproben bzw. an den Kernsegmenten isolierte Maxima aufweisen (z. B. an der Station PS1498 bei 135 cm bzw. 750 cm; Abb. 41). Die Maxima können, wie an der Station PS1613 in 487 cm Tiefe, durch ein einzelnes großes eistransportiertes plutonisches Gesteinsbruchstück hervorgerufen sein. Daher können die isolierten Maxima, wenn sie nicht gezielt beprobt und auf den magnetischen Träger untersucht werden, in glazialmarinen Sedimenten nur begrenzt für die Korrelation der Sedimentkerne herangezogen werden. Längerfristige Trends in den Suszeptibilitätsabfolgen spiegeln dagegen eher regionale Veränderungen in der Sedimentation wider.

Die Wassergehalte wurden an 2 cm^3 - Proben (Stationen PS1606 und PS1611) bzw. 5 cm^3 - Proben (alle sonstigen Stationen) bestimmt. Dazu wurden sie direkt nach der Probennahme gewogen und 24 Stunden tiefgefroren. Nach weiteren 24 Stunden im Gefriertrockner (Lyoval GT2, LEYBOLD-HERAEUS) wurden sie abermals gewogen. Aus der sich ergebenden Gewichts-differenz wurde der Wassergehalt (w) in Prozent vom Trockengewicht nach Gleichung (1) berechnet (Abb. 63).

$$w[\%] = \frac{\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}}{\text{Trockengewicht [g]}} \cdot 100 \quad (1)$$

Die geotechnischen Parameter Porosität und Feuchtraumdichte liefern, ebenso wie die Wassergehalte, wichtige Informationen über den Kompaktionsgrad der Sedimente und über Schichtlücken. Die Korndichten werden zur Berechnung von Akkumulationsraten benötigt. Die Genauigkeit, mit der die Parameter bestimmt werden können, wird primär durch die Fehlergrößen bei der Volumenbestimmung der Proben beeinflusst (FLETCHER & CLAPHAM 1974). Die Volumen wurden mit einem Pycnometer (BECKMAN Air Comparison Pycnometer, Model 930) an den Proben gemessen, an denen zuvor die Wassergehalte bestimmt worden waren (Abb. 63).

Für die Messung wird die Probe in einen Meßzylinder des Pycnometers geführt. Mit Hilfe zweier Kolben wird das Gas in dem Meßzylinder und in einem Referenzzylinder von 1 atm. zu 2 atm. komprimiert. Beim Anschlag des Kolbens im Referenzzylinder ist die Stellung des Kolbens im Meßzylinder bei gleichem Gasdruck proportional zum Probenvolumen. Das Volumen wird über die Stellung des Meßkolbens direkt am Gerät angezeigt.

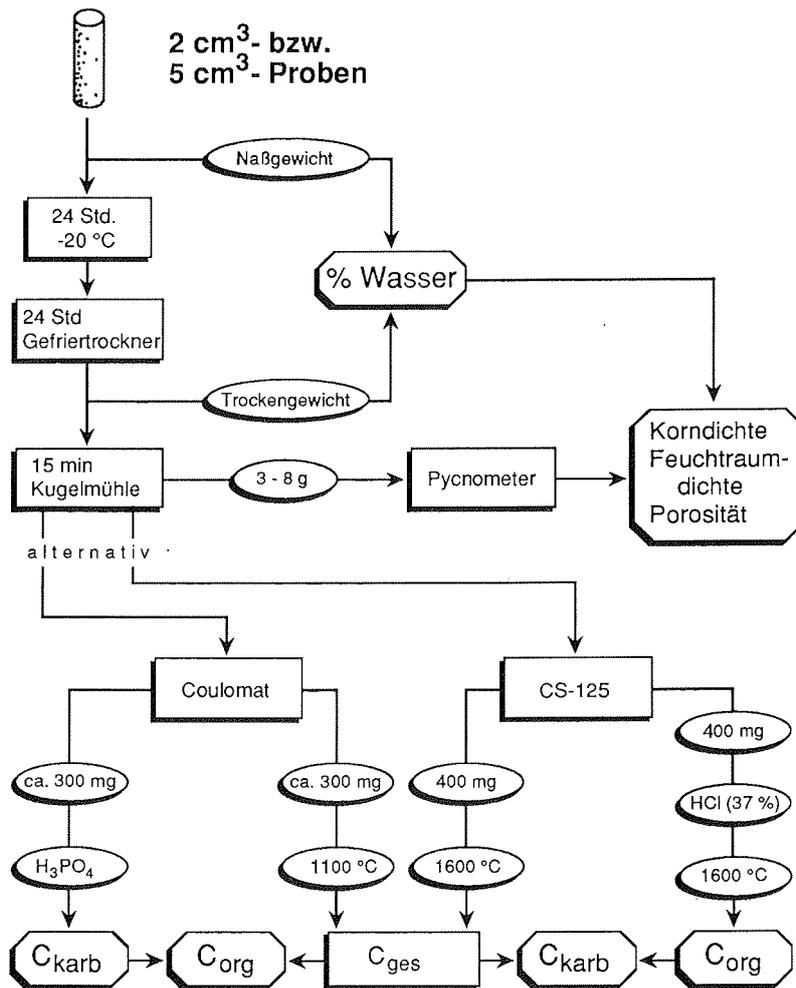


Abb. 63: Flußdiagramm zur Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften Wassergehalt, Korndichte, Feuchtraumdichte und Porosität, sowie zur Bestimmung der Gehalte an organisch und karbonatisch gebundenen Kohlenstoff.

An 20 Proben wurden Testmessungen an Naßproben sowie gemahlene und ungemahlene Trockenproben mit Raumluft bzw. Helium als Gasmedium durchgeführt. Die höchste Reproduzierbarkeit mit $< 0,03 \text{ g/cm}^3$ mittlerer Abweichung bei den Korndichten zeigten die Testmessungen mit Helium an gemahlene und ungemahlene Trockenproben. Daher wurden alle Pycnometermessungen an getrockneten Proben durchgeführt, die mit einer Kugelmühle (Pulverisette, Fa. FRITSCH) 15 Minuten gemahlen worden waren.

Das Sedimentpulver wurde direkt in dem Probenbecher des Pycnometers eingewogen und das Volumen bestimmt. Die Porositäten, Feuchtraumdichten und Korn-

dichten wurden nach (2) bis (4) mit Korrekturen für 35 ‰ Salzgehalt und 23 °C Labortemperatur berechnet (nach HAMILTON 1971; GEALY 1971).

es sei: M_d [g] = Masse der Trockenprobe;

V_d [cm³] = Volumen der Trockenprobe;

aus dem Wassergehalt (w) nach (1) folgt

$$M_w$$
 [g] = $\frac{w \cdot M_d}{100}$ = Masse des evaporierten Wassers;

bei einer Porenlösung mit 35 ‰ Salzgehalt folgt

$$M_s$$
 [g] = $\frac{M_w}{0,965}$ - M_w = Masse des Salzes;

bei einer Dichte des Salzes von 2,1 g/cm³ folgt

$$V_s$$
 [cm³] = $\frac{M_s}{2,1}$ = Volumen des Salzes;

bei einer Dichte der Porenlösung von 1,024 g/cm³ bei 23 °C und 35 ‰ Salzgehalt folgt

$$V_{ws}$$
 [cm³] = $\frac{M_s + M_w}{1,024}$ = Volumen der Porenlösung;

dann gilt:

$$\text{Porosität } n \text{ [\%]} = \frac{V_{ws}}{V_d - V_s + V_{ws}} \cdot 100 \quad (2)$$

$$\text{Feuchtraumdichte } \gamma \left[\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right] = \frac{M_d + M_w}{V_d - V_s + V_{ws}} \quad (3)$$

$$\text{Korndichte } D_g \left[\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right] = \frac{M_d - M_s}{V_d - V_s} \quad (4)$$

10.6. Karbonat- und C_{org}-Gehaltsbestimmung

An den bereits an Bord beprobten GKG-Oberflächenproben wurden die Karbonat- und C_{org}-Gehalte von G. KUHN (AWI) mit einem Coulomaten (Fa. STRÖHLEIN, Typ 702) bestimmt. Bei den Sedimentkernen wurden die Analysen an den gefriergetrockneten und gemahlene 2 cm³ - Proben (Stationen PS1606 und PS1611) bzw. 5 cm³ - Proben (alle sonstigen Stationen) durchgeführt, die außerdem den Wassergehaltsbestimmungen und den Pycnometermessungen (Kap. 10.5.) dienen.

Am Probenmaterial der Stationen PS1498, PS1609 und PS1611 wurden die Karbonat- und C_{org}-Gehalte mit einem Coulomaten, an den Proben der Stationen PS1420, PS1494, PS1607, PS1612 und PS1613 mit einem CS-125 (Fa. LECO CORPORATION, Modell 788-400) bestimmt. Zum Vergleich wurden die Analysen an den 73 Proben der Station PS1606 mit beiden Geräten durchgeführt. Die Messungen der Karbonatgehalte in den Silt- und Tonfraktionen sowie am Gesamtsediment von 8 Proben der Station PS1498 (Kap. 6.1.5.) erfolgten ebenfalls mit dem CS-125.

Beim Coulomaten wird an einer Probe der Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) durch Erhitzen des Sedimentpulvers bei ca. 1100 °C in CO₂ überführt. An einer Parallelprobe

wird der Anteil des im Karbonat gebundenen Kohlenstoffs (C_{karb}) bei der Reaktion mit 14 %iger Phosphorsäure (Abb. 63) freigesetzt. Die Kohlenstoffgehalte werden jeweils mit dem CO_2 -Gas coulometrisch gemessen (HERRMAN & KNAKE 1973). Der Karbonatgehalt und der C_{org} -Gehalt lassen sich nach (5) und (6) berechnen.

$$\text{Karbonat [\%]} = C_{\text{karb}} [\%] \cdot 8,33 \quad (5)$$

$$C_{\text{org}} [\%] = C_{\text{ges}} [\%] - C_{\text{karb}} [\%] \quad (6)$$

Beim CS-125 wird an einer Probe der C_{ges} -Gehalt durch Verbrennung des Sedimentpulvers in einem Hochfrequenz-Induktionsofen (ca. 1600 °C) in CO_2 überführt. In gleicher Weise wird an einer Parallelprobe der C_{org} -Gehalt zu CO_2 oxidiert, nachdem zuvor der karbonatisch gebundene Kohlenstoff mit 1 ml 37 %iger Salzsäure auf einer Heizplatte bei ca. 250 °C abgeraucht wurde (Abb. 63). Die Kohlenstoffgehalte werden beim CS-125 mit einer Kohlenstoff-Infrarotzelle ebenfalls über die CO_2 -Konzentration gemessen. Der Gehalt des karbonatisch gebundenen Kohlenstoffes ergibt sich nach (6) aus der Differenz von C_{ges} und C_{org} ; der Karbonatgehalt läßt sich entsprechend (5) berechnen.

Bei einem Vergleich zwischen den Coulomat- und den CS-125-Messungen am Beispiel der Station PS1606 (Abb. 64) zeigen sich bei den C_{ges} -, C_{karb} - und C_{org} -Werten jeweils sehr gute Korrelationen ($r = 0,939$ bis $0,981$). Die Mittelwerte der Abweichungen zwischen beiden Meßmethoden weisen dagegen deutliche Unterschiede ($\bar{\delta} = -0,091$ bis $+0,089$) bei etwa gleichen Standardabweichungen ($\sigma = 0,057$ bis $0,069$) auf. Die sehr gute Übereinstimmung bei den C_{ges} -Werten belegt, daß beide Geräte eine sehr hohe Meßgenauigkeit erzielen. Für die recht konstanten Differenzen bei den C_{karb} -Werten (kleiner beim Coulomaten) und C_{org} -Werten (kleiner beim CS-125) kommen drei Ursachen in betracht:

- Beim CS-125 könnten mit dem Abrauchen des C_{karb} vor den C_{org} -Messungen auch Teile des C_{org} verloren gehen - die Folge wären zu geringe C_{org} - und zu hohe C_{karb} -Werte;
- Beim Coulomaten könnte die 14 %ige H_3PO_4 das Karbonat nur unvollständig lösen - es würden zu geringe C_{karb} - und zu hohe C_{org} -Werte resultieren;
- Würden die Proben neben Kalzit auch andere Karbonate enthalten, könnten diese beim CS-125 mit der 37%igen HCl -Lösung gelöst werden, wogegen beim Coulomaten die 14%ige H_3PO_4 bevorzugt den Kalzit löst - das hätte beim Coulomaten C_{karb} -Werte zur Folge, welche nur den Kalzitgehalt widerspiegeln, woraus zu hohe C_{org} -Werte resultieren würden.

Insgesamt kann festgestellt werden, daß beide Meßmethoden, zumindest im untersuchten Meßbereich von 0 - 1,3 % C_{ges} , mit einer hohen Auflösung (ca. $\pm 0,05$ %) Schwankungen in den Kohlenstoffgehalten wiedergeben. Bei der Anwendung beider Methoden müssen jedoch die Differenzen (ca. 0,1 % C_{org} bzw. ca. 1% Karbonat) bei der Interpretation der absoluten Gehalte berücksichtigt werden.

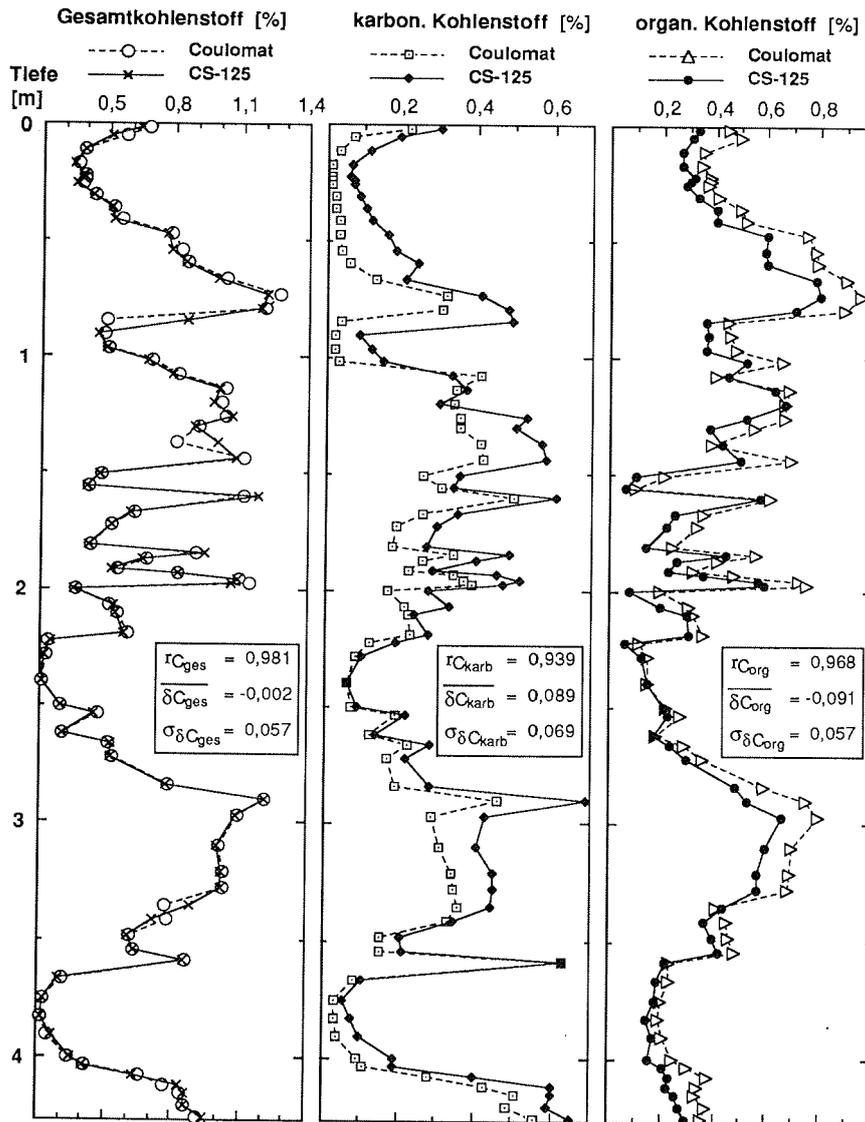


Abb. 64: Vergleich der Kohlenstoffbestimmungen mit dem Coulomaten und dem CS-125 am Beispiel der Station PS1606. Die Korrelationen (r_C) sind jeweils sehr gut. Beim Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) erzielen beide Methoden nahezu identische Resultate. Beim karbonatisch (C_{karb}) und organisch (C_{org}) gebundenem Kohlenstoff treten recht konstante Differenzen ($\overline{\delta C}$) bei etwa gleichen Standardabweichungen ($\sigma_{\delta C}$) auf.

10.7. Analyse der Korngrößenverteilung

Zur Erfassung eines möglichst breiten Korngrößenspektrums in den Sedimentkernen wurde die Korngrößenverteilung eines Probennehmergehorizontes anhand von

zwei Sedimentproben (ca. 80 cm³ und 5 cm³) analysiert. Die 80 cm³ - Probe diente der Bestimmung der Korngrößenverteilung innerhalb der Kies- und Sandfraktion. An der 5 cm³ - Probe wurden die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse und z.T. die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion bestimmt (Abb. 65).

An den Proben aus den Kernen der Stationen PS1498, PS1606, PS1609, und PS1611 wurden die Korngrößenverteilungen detailliert entsprechend dem Schema der Abbildung 65 bestimmt. Zur Aufbereitung wurden die Proben mit einer 3 %igen H₂O₂-Lösung versetzt und mit Hilfe eines Schütteltablets suspendiert. Damit wird das Sediment durch Oxidation der organischen Substanz langsam (mehrere Tage) und schonend dispergiert.

Die 80 cm³ - Probe wurde über ein 63 µm - Sieb naß gesiebt. Dies geschah möglichst schonend durch manuelles Sieben unter einem weichen Wasserstrahl (Brause-Aufsatz). Die Fraktion < 63 µm wurde bei der 80 cm³ - Probe nicht aufgefangen. Die Fraktion > 63 µm wurde getrocknet, gewogen und anschließend mit einer Trockensiebmaschine (ATM Sonic Sifter, Modell L3P) 12 Minuten gesiebt. Die Abstufung der nominellen Maschenweiten betrug dabei volle Phi-Grade von 2000 bis 125 µm (5 Siebe). Die Gewichte der Korngrößenfraktionen ergaben sich aus den Gewichts-differenzen zwischen den leeren und den mit den Siebrückständen gefüllten Sieböden. Der Kies wurde aufgrund seines z.T. beträchtlichen Anteils am Gesamtsediment (bis 15 %) durch manuelles Sieben weiter fraktioniert. Die Abstufung der nominellen Maschenweiten von 4 mm und 8 mm betrug wiederum volle Phi-Grade.

Bei den 5 cm³ - Proben galt es, auch die Fraktion < 63 µm für weitere Bearbeitungen zu gewinnen. Die Proben wurden daher in einem Wasserbad mit einem 63 µm - Sieb in Verbindung mit einem Vibrationsgeber (RHEWUM, Schallfix, Type L.24) naß gesiebt. Die Fraktion > 63 µm wurde getrocknet und gewogen. Nach manuellem Abtrennen (2000 µm - Sieb) und Wiegen der Kiesfraktion ergab sich das Sandgewicht als Differenz zwischen der Fraktion > 63 µm und der Kiesfraktion.

Aus dem Sandgewicht der 5 cm³ - Probe und den Gewichten der Sandfraktionen der 80 cm³ - Probe wurden die prozentualen Sandfraktionsgewichte, bezogen auf die 5 cm³ - Probe, berechnet. Aus dem Verhältnis von Kies zu Sand der 80 cm³ - Probe und dem Sandgewicht der 5 cm³ - Probe ergaben sich das prozentuale Kiesgewicht und die prozentualen Kiesfraktionsgewichte, bezogen auf die 5 cm³ - Probe.

Zur Trennung von Silt- und Tonfraktion wurde die Atterberg-Methode angewendet. Das Sediment wird dabei suspendiert und nach der Sedimentationszeit für das Grenzkorn (Stokes'sches Gesetz) die verbleibende Suspension abgesaugt (Details bei MÜLLER 1964). Durch sieben- bis zwölfmaliges Aufschütteln in 0,003 %iger Amoniaklösung konnte die Tonfraktion bis auf weniger als 8 % abgetrennt werden. Sie wurde getrocknet und gewogen.

Die Korngrößenanalyse innerhalb der Siltfraktion und die Korrektur des verbliebenen Tonanteils wurden mit einem SediGraphen (Micromeritics 5000ET, Fa. COULTER ELECTRONICS) durchgeführt (STEIN 1985; GROBE 1986). Nach den Mes-

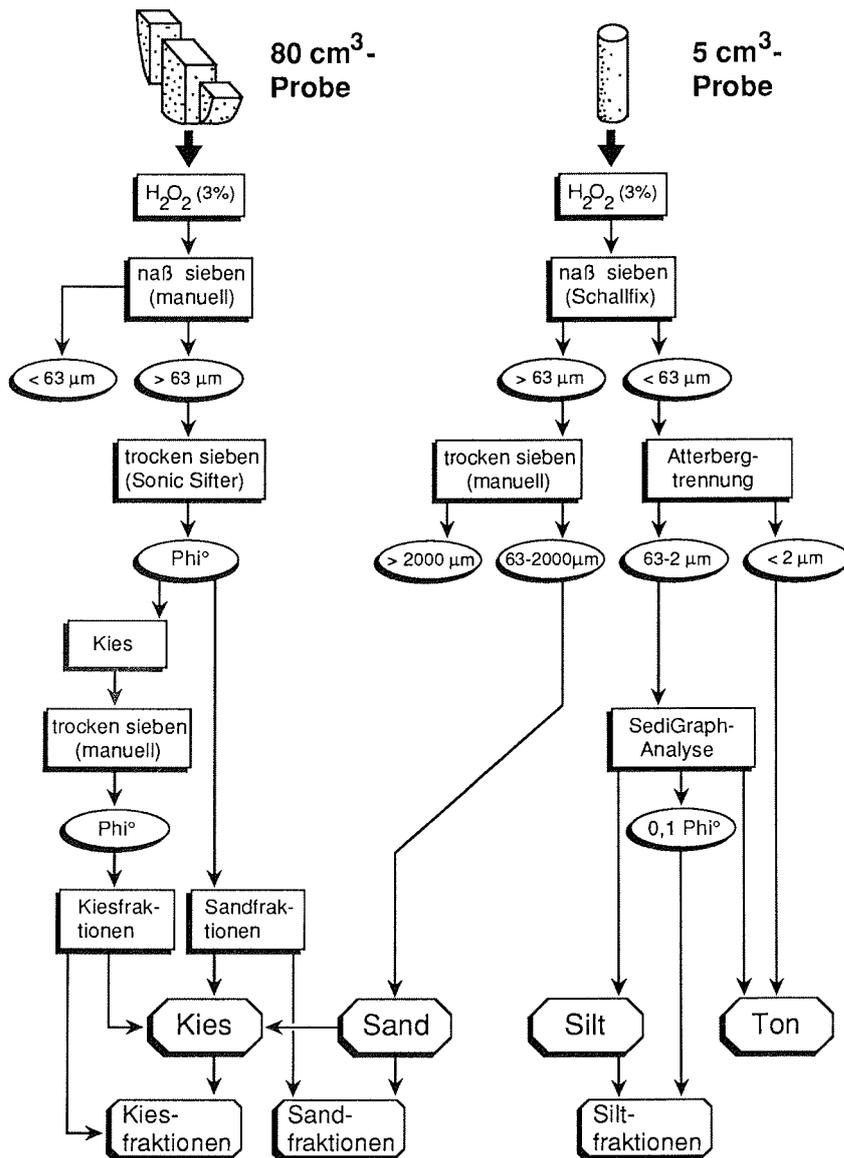


Abb. 65: Flußdiagramm zur Korngrößenanalyse, die zur Erfassung eines möglichst breiten Korngrößenspektrums anhand von zwei Parallelproben (ca. 5 cm³ und 80 cm³) durchgeführt wurde.

sungen wurden die Proben getrocknet und gewogen. Aus den Gewichten und den Prozentwerten von 51 Fraktionen (alle 0,1 Phi°) ließen sich die Gewichte der Siltfraktionen und des verbliebenen Tonanteils berechnen. Das Gewicht der Tonfraktion ergibt sich durch Addition des Tonanteils in der SediGraph-Probe zu dem mit der Atterberg-Methode abgetrennten Ton.

Aus den detailliert bestimmten Korngrößenverteilungen von den Sedimentkernproben der Stationen PS1498, PS1606, PS1609 und PS1611 wurden Histogramme und Summenkurven geplottet.

Die maximale Siebkorngröße (mittlerer Korndurchmesser) wurde bei allen Proben auf 16 mm (-4 Phi°) limitiert, da durch die Probennahmetechnik (1,5 cm mächtige Scheiben) größere Körner nicht repräsentativ beprobt wurden. Dazu wurden in der Fraktion > 8 mm die Körner mit einem mittleren Durchmesser > 16 mm mit Hilfe einer Schieblehre bestimmt, und von der Berechnung der Korngrößenverteilung ausgeschlossen. Die Korngröße der kleinsten in den Proben enthaltenen Partikel wurde durch ein einfaches Sedimentationsverfahren abgeschätzt. Dazu wurde die Tonsuspension nach der ersten Trennung in den Atterberg-Zylindern in Bechergläser gefüllt und die Höhe der Flüssigkeitssäule gemessen, die nach gegebenen Zeiten (ca. 2 und 4 Tage) vollständig klar waren. Nach dem Stokes'schen Gesetz ließen sich aus den für die Sedimentation benötigten Zeiten die Grenzkorndurchmesser berechnen. Die Bestimmungen an den 136 Proben der Stationen PS1498 und PS1606 ergaben einen mittleren Durchmesser von 0,19 µm (12,4 Phi°) bei einer Standardabweichung von 0,06 µm (0,4 Phi°).

Aus den Summenkurven des gesamten Korngrößenspektrums (12,4 bis -4 Phi°) wurden statistische Korngrößenparameter berechnet. Natürliche Korngrößenverteilungen lassen sich dadurch anschaulich und knapp kennzeichnen; außerdem erlauben sie Rückschlüsse auf die Genese der Sedimente. Angewendet wurde das FOLK-System (FOLK & WARD 1957), das sich bei vergleichenden Untersuchungen von vier Berechnungssystemen von Korngrößenparametern als das zuverlässigste erwiesen hat (KACHHOLZ 1982).

An den Proben aus den Kernen der Stationen PS1420, PS1494, PS1607, PS1612 und PS1613 wurde nur die Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung bestimmt. Die Analysen erfolgten entsprechend dem zuvor vorgestellten Arbeitsschema (Abb. 65), jedoch ohne die Fraktionierungen der Kies- und Sandfraktion durch Sieben bzw. der Siltfraktion durch die SediGraph-Analyse. Damit konnte der verbliebene Tonanteil in der mit der Atterbergmethode abgetrennten Siltfraktion (3 - 8 %) bei diesen Proben nicht korrigiert werden.

Die Kies-, Sand-, Silt- und Tongehalte der bereits an Bord aus den ungestörten Großkastengreifern entnommenen Oberflächenproben wurden von G. KUHN (AWI) bestimmt und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Die Analysen erfolgten an Teilproben, die mit einem Zentrifugalprobenteiler (Fa. FRITSCH, Laborette 10) abgetrennt wurden. Bei der Probenteilung mit diesem Gerät treten nur geringe Fehler auf (MELLES 1987). Da gleiche Korngrenzen und gleiche Fraktionierungsmethoden (Sieben, Atterbergmethode und SediGraph) angewendet wurden, ist die Vergleichbarkeit der Oberflächendaten mit den Kerndaten gewährleistet.

Die Fehlerquellen bei der Korngrößenanalyse sind zahlreich. Fehler entstehen bereits bei der Probennahme vom Meeresboden und aus den Sedimentkernen durch den Homogenitätsgrad der Sedimente, sowie bei der Probenaufbereitung

(SARNTHEIN 1971). Bei den Siebanalysen werden Fehler durch Kornabrieb, Siebverluste, Aufgabemenge, Kornform, Siebdauer und Abweichung der Trenngrenzen von der nominellen Maschenweite verursacht (HERDAN 1960; ISO 2591 1973 (E); SOCCI & TANNER 1980; DIN 66165 1981). Fehler bei den Sedimentationsanalysen können durch Lösung oder Agglomeration als Folge zu hoher oder zu geringer Konzentrationen des Dispergierungsmittels entstehen (STEIN 1984). Außerdem treten gerätetechnisch bedingte Fehler beim SediGraphen auf (GROBE 1986). Sie bedingen eine Unterrepräsentation im Bereich 63 - 40 μm in Proben mit hohem Grobsiltanteil, und den Verlust von magnetischen Schwermineralen durch den Magnetrührer. Auf die Schwierigkeit beim Vergleich von Sieb- mit Sedimentationskorngrößen weist FOLK (1962) hin.

10.8. Verteilungsanalyse der Eisfracht (IRD)

Zur Bestimmung der Gehalte eistransportierten Materials (IRD = "Ice Rafted Debris") im Sediment wurde die Methode von GROBE (1986, 1987) angewendet. Es wird davon ausgegangen, daß der Gehalt an Körnern > 2 mm im Sediment repräsentativ für den Anteil an IRD ist. Dieser kann durch physikalische Prozesse an- bzw. abgereichert oder umgelagert sein. Bei der Methode werden die Körner > 2 mm in 1 cm mächtigen Horizonten an der Radiographien ausgezählt, die standardmäßig für strukturelle Untersuchungen angefertigt wurden (Kap. 10.4.). Damit wird eine höhere Auflösung erreicht als bei der IRD-Bestimmung aus der Korngrößenanalyse.

Zur Korrelation mit den granulometrischen Daten wurden die Werte aus der optischen IRD-Analyse über 3 cm Kernstrecke bei den Kernoberflächen und über 4 cm Kernstrecke bei tieferen Proben gemittelt. Diese Mittelwerte werden als IRD-Parameter bezeichnet.

10.9. Komponentenanalysen

10.9.1. Analyse der Grobkornverteilung in den Oberflächensedimenten

An den 32 ungestörten Oberflächenproben der Großkastengreifer und Mehrfachgreifer (Tab. 7) wurde eine quantitative Grobkornanalyse in Anlehnung an die Methode von SARNTHEIN (1971) durchgeführt.

Die Grobfaktionen (> 63 μm) der Oberflächenproben wurden von G. KUHN (AWI) in Klassenbreiten von 0,1 Zeta° (0,33 Phi°) durch Sieben fraktioniert und für die Grobkornanalyse zur Verfügung gestellt. Sie wurde im Korngrößenbereich von 63 bis 6300 μm an insgesamt 13 Fraktionen durchgeführt.

In der Sandfraktion wurden in jeder zweiten Fraktion (63-80, 100-125, 160-200, 250-315, 400-500, 630-800, 1000-1250 und 1600-2000 μm), soweit vorhanden, 400-1000 Körner unter dem Binokular im Auflicht bestimmt und ausgezählt. Feinkörnige Fraktionen mußten dazu mit einem Handriffelteiler z.T. mehrmals herabgeteilt werden. War die Kornzahl trotz lockerer Streuung auf der Ausleseschale noch

immer zu hoch, wurde nur jedes zweite Feld der Ausleseschale ausgezählt. In der Kiesfraktion wurden in allen Fraktionen (2000-2500, 2500-3150, 3150-4000, 4000-5000 und 5000-6300 μm) sämtliche vorhandenen Körner ausgezählt. Je Probe wurden damit im Mittel 4825 Körner bestimmt. An Komponenten wurden unterschieden:

Terrigene Komponenten

- Gesteinsbruchstücke: Alle terrigenen Komponenten, die aus mehreren Mineral-körnern bestehen; Korngrößenbereich: $> 63 \mu\text{m}$, häufig $> 250 \mu\text{m}$.
- Quarz: Milchig oder klar; farblos, selten leicht rötlich; muscheliger, scharfkantiger Bruch; Korngrößenbereich: $> 63 \mu\text{m}$, selten $> 2000 \mu\text{m}$.
- Glimmer: Farblos, bräunlich oder grünlich; perlmuttisch glänzend; blättchenförmig; elastisch biegsam; Korngrößenbereich: $> 63 \mu\text{m}$, selten $> 500 \mu\text{m}$.
- Sonstige Minerale: Alle sonstigen Minerale wie Schwerminerale, autigene Minerale und Feldspäte, wenn diese sich durch ihre Spaltbarkeit vom Quarz unterscheiden ließen; Korngrößenbereich: $> 63 \mu\text{m}$, selten $> 1000 \mu\text{m}$.

Biogene Komponenten

- Agglutinierte Foraminiferen: (Sandschaler); Foraminiferenschalen, die einen agglutinierten Aufbau erkennen lassen; in tieferen Sedimenthorizonten meist fehlend oder fast ausschließlich die Art *Miliammina arenacea* (Abb. 14c); Korngrößenbereich: 100-4000 μm , Bruchstücke auch $< 100 \mu\text{m}$.
- Kalkige benthische Foraminiferen: Sämtliche nicht agglutinierenden benthischen Foraminiferen; auf dem Schelf verbreitet die Art *Cassidulina biona* (Abb. 14d); Korngrößenbereich: 63-2500 μm , häufig 100-500 μm .
- Planktische Foraminiferen: (Globigerinen); trochospiral; überwiegend die Art *Neogloboquadrina pachyderma sinistral* (Abb. 14b); Korngrößenbereich: 63-500 μm , häufig 160-315 μm .
- Schwammnadeln: Sämtliche Hartteile der Porifera; Korngrößenbereich: 63-2500 μm , häufig $< 315 \mu\text{m}$.
- Radiolarien: (Radiolaria); meist kugelig, perforat; Korngrößenbereich: 63-800 μm , häufig 100-315 μm .
- Mollusken: (Mollusca); überwiegend Lamellibranchiaten, wenig Gastropoden; Korngrößenbereich: 100-5000 μm , häufig 630-1000 μm .
- Ostrakoden: (Ostracoda); meist einzelne Klappen mit Gruben oder Höckern; Korngrößenbereich: 100-800 μm , häufig 250-500 μm .
- Seepocken: (Cirripedia); ausschließlich die Art *Bathylasma corolliforme* (Abb. 14a; Ordnung Thoracica); einzelne, geriffelte, spitz zulaufende Kalkplatten; Korngrößenbereich: $> 1000 \mu\text{m}$, Bruchstücke auch $< 1000 \mu\text{m}$.
- Bryozoen: (Bryozoa); Meist Kolonien mit bäumchen- oder fächerförmigen Zooecien, selten inkrustierende Formen; Wandung häufig perforat; Korngrößenbereich: Zooecien 400-4000 μm , Kolonien bis mehrere cm.
- Seeigelstachel: (Echinoidea); längliche Karbonatstacheln mit nach oben abnehmendem Durchmesser, unten häufig mit Gelenkring, Schaft perforat; Korngrößenbereich: 160-1250 μm , Bruchstücke auch $< 160 \mu\text{m}$.
- Sonstige biogene Komponenten: alle nicht eindeutig bestimmbaren Bruchstücke und nicht beschriebene biogene Komponenten wie große Diatomeen oder Crustaceen; Korngrößenbereich: 63-4000 μm .

Aus den Kornzahlen der Komponenten wurden in den einzelnen bearbeiteten Grobfractionen Kornprozent berechnet. In den Sandfractionen, in denen eine Komponentenzählung nicht durchgeführt wurde (80-100, 125-160, 200-250, 315-400, 500-630, 800-1000 und 1250-1600 μm), erfolgte die Ermittlung der Kornprozent durch lineare Interpolation zwischen den nächst größeren und nächst kleineren Korngrößenfractionen. Kontrollzählungen an zwei Proben bestätigten die Zulässigkeit der Interpolation. Die Abweichungen zwischen interpolierten und durch Zählung ermittelten Kornprozent lagen innerhalb der statistischen Reproduktionsfehler (2σ) von Komponentenanalysen (PLAS & TOBI 1965).

Die Kornprozent der Komponenten in den einzelnen Grobfractionen (63 bis 6300 μm) wurden mit den entsprechenden Gewichtsprozent multipliziert. Die auf diese Weise bestimmten Häufigkeitsprozent wurden zu Sammelwerten der Grobfraction summiert. Die Korngrößenklassen der Siebfractionen sind mit $0,1 \text{ Zeta}^\circ$ ($0,33 \text{ Phi}^\circ$) eng genug, um die Körner einer Fraction als annähernd gleich groß zu betrachten. Die abgeleiteten Häufigkeitsprozent entsprechen daher ungefähr den Volumen- und Gewichtsprozent (SHEPARD & MOORE 1954; SARNTHEIN 1971).

Da in den bearbeiteten Proben die Gehalte der Grobfraction mit 4 % bis 100 % am Gesamtsediment sehr große Unterschiede aufweisen, sind Häufigkeitsprozent an der Grobfraction für viele Fragen nicht aussagekräftig. Insbesondere für die Interpretation der biogenen Komponentenverteilung sind die Anteile am Gesamtsediment entscheidend. Daher wurden zusätzlich die Kornprozent der Komponenten mit den Gewichtsprozent der Fractionen am Gesamtsediment multipliziert. Durch Summation der daraus resultierenden Werte ergeben sich Häufigkeitsprozent in der Grobfraction bezogen auf das Gesamtsediment. Für Komponenten, die nahezu ausschließlich in der Grobfraction auftreten (Gesteinsbruchstücke, sämtliche Foraminiferen, Mollusken, Ostrakoden, Seepocken, Bryozoen und Seeigeltachel), entsprechen die Häufigkeitsprozent den Prozentanteilen am Gesamtsediment. Für Komponenten, die ebenfalls in den Feinfractionen vertreten sind (Quarz, Glimmer, sonstige Minerale, Radiolarien und Schwammnadeln), ergeben sich geringere Prozentanteile, als im Gesamtsediment vorhanden sind.

In die Grobfractionanalyse fließen zahlreiche Fehler ein. Angefangen bei der repräsentativen Probennahme, über die Probenteilung (Kap. 10.7.), die Siebanalyse (Kap. 10.7.) und die erneute Probenteilung, treten Fehler außerdem bei der Interpolation (s.o.) und bei der Bestimmung der Komponenten auf. SARNTHEIN (1971) gibt eine Übersicht der Fehlerquellen und eine Abschätzung der Fehlergrößen.

Drei Proben (PS1418, PS1489 und PS1498) mit sehr unterschiedlichen Komponentenverteilungen wurden zweimal gezählt. Die Enddaten der Grobkornanalyse zeigen eine gute Übereinstimmung (Tab. 12, im Anhang). Die Abweichungen sind geringer als der statistische Reproduktionsfehler (2σ), der aus dem Diagramm von PLAS & TOBI (1965) zu entnehmen ist. Die Feinsandfractionen sind besonders sensitiv für Bestimmungsfehler und für Fehler bei den wiederholten Probenteilungen mit dem Riffelteiler. Daher wurden für die Fraction 63-250 μm die Kornprozent der Vergleichszählungen berechnet und verglichen. Die relativen und absoluten

Abweichungen von den Mittelwerten der Kornprozent (Tab. 8) sind bei vergleichbaren Häufigkeiten deutlich geringer, als von SARNTHEIN (1971) für die gleiche Fraktion ermittelt.

Tab. 8: Vergleich der Kornprozent in der Fraktion 63-250 µm von Doppelbestimmungen an den Oberflächenproben PS1418, PS1489 und PS1498.

Komponenten	Mittelwert der Doppelbestimmung [%]			absol. Abweichung vom Mittelwert [%]			relative Abweichung vom Mittelwert [%]		
	PS1418	PS1489	PS1498	PS1418	PS1489	PS1498	PS1418	PS1489	PS1498
Gesteinsbruchstücke	0,27	0,80	1,96	0,06	0,14	0,41	22,2	17,5	20,7
Quarz	26,73	81,06	41,90	0,20	0,48	2,28	0,7	0,6	5,4
Glimmer	0,08	0,27	0,26	0,03	0,16	0,02	37,5	59,3	7,7
sonstige Minerale	4,19	16,74	6,99	0,02	0,54	0,41	0,4	3,2	5,9
terrigen Komp. gesamt	31,26	98,86	51,11	0,21	0,04	2,31	0,7	0,04	4,5
agglutinierte Foram.	0,47	0,39	9,65	0,17	0,08	1,06	35,5	20,5	11,0
kalkige benth. Foram.	2,49	0,02	0,43	0,13	0,02	0,06	5,0	100	14,0
planktische Foram.	4,73	0	31,89	0,05	0	2,93	1,1	0	9,2
Schwammnadeln	5,26	0,28	1,85	1,72	0,01	0,07	32,6	3,6	3,8
Radiolarien	0,65	0,24	3,65	0,17	0,14	0,08	26,2	57,4	2,1
Mollusken	0,08	0	0	0,03	0	0	37,5	0	0
Ostrakoden	0,50	0	0,01	0,07	0	0,01	14,0	0	100
Seepocken	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bryozoen	10,97	0	0	0,29	0	0	2,6	0	0
Seeigelstachel	1,21	0	0,05	0,32	0	0,01	26,4	0	20,0
sonstige biog. Komp.	42,41	0,23	1,39	0,65	0,05	0,51	1,5	20,0	36,5
biogene Komp. gesamt	68,74	1,14	48,90	0,21	0,04	2,31	0,3	3,5	4,7

10.9.2. Analyse der biogenen Komponentenverteilung in den Kernen

In den Sedimentkernen wurde die Verteilung der biogenen Komponenten mit einfachen Methoden semiquantitativ untersucht.

In den abgeseibten Grobfraktionen (> 63 µm) der 80 cm³ - Korngrößenproben (Kap. 10.7.) wurden unter dem Binokular die planktischen, kalkigen benthischen und agglutinierten Foraminiferen, sowie die Schwammnadeln und Radiolarien gezählt.

Die Verteilung der Diatomeen, welche besonders in der Siltfraction vertreten sind, wurde an Smear Slides (Ausstrichpräparaten) bestimmt. Sie wurden bei der Kernbeschreibung entsprechend markanter Grenzen genommen, indem eine geringe Sedimentmenge mit einem Zahnstocher auf einen Objektträger aufgebracht, und mit demineralisiertem Wasser möglichst gleichmäßig verteilt wurde. Von den Smear Slides wurden mit Kanadabalsam und Xylol als Lösungsmittel Dauerpräparate angefertigt. In den Smear Slides wurden bei 160facher Vergrößerung drei Traversen durchgesehen und die Anzahl der Diatomeen gezählt.

Die Gehalte der biogenen Komponenten wurden Häufigkeitsgruppen zugeordnet, welche in Form von unterschiedlichen Balken in den Kerndiagrammen (Abb. 36 - 54; S. 69 -89) dargestellt sind. Die Verteilung der terrigenen Komponenten und anderer biogener Komponenten wurde jeweils nur qualitativ untersucht.

Diese sehr einfachen Methoden sind mit großen Fehlern behaftet. In Proben mit hohen Grobfraktionsgehalten können insbesondere kleine Komponenten übersehen werden; in den Smear Slides können unterschiedliche Präparatdichten die Vergleichbarkeit einschränken. Die Methoden liefern jedoch ausreichende Informationen über größere Schwankungen der biogenen Komponentenverteilung im Kernverlauf.

10.9.3. Analyse der Mineralverteilung in der Tonfraktion

Die Mineralverteilung in der Tonfraktion wurde mit Hilfe der Röntgendiffraktion an Texturpräparaten bestimmt, welche mit einem Molybdänsulfid (MoS_2) - Standard versetzt wurden. Die Zugabe eines internen Standards erlaubt semiquantitative Aussagen über absolute, von der Verteilung anderer Minerale unabhängige Schwankungen einzelner Minerale. Die Analysen erfolgten am Kernmaterial der Stationen PS1420, PS1498, PS1606, PS1607, PS1609, PS1611 und PS1613. Für Untersuchungen zum Liefergebiet wurden zusätzlich 26 Oberflächenproben und 20 Proben von dem glazialen Diamiktit aus der Filchner-Rinne (Abb. 1) analysiert. An den Oberflächenproben aus dem Untersuchungsgebiet wurde von G. KUHN (AWI) die gleiche Methode angewendet. Die Ergebnisse wurden für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

Die Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) wurde mit der Atterberg-Methode abgetrennt (Kap. 10.7.). Zur Fällung und zur Beladung der Tonminerale wurde sie mit einigen Tropfen 50 %iger MgCl_2 -Lösung versetzt. Die überschüssigen Ionen wurden durch zweimaliges Zentrifugieren entfernt und der Ton bei 60°C getrocknet. Die organische Substanz war bei der Aufbereitung der Gesamtprobe mit einer 3 %igen H_2O_2 -Lösung entfernt worden. Wie die Analysen zeigten, konnte auf eine Entfernung von Karbonat und Opal zur besseren Texturierung verzichtet werden.

Die getrockneten Tonproben wurden in einem Achatmörser gemahlen. Zur Anfertigung der Texturpräparate wurden $40 \pm 0,4$ mg der Proben eingewogen und in 5 ml bidestilliertem Wasser 20 Minuten mit Ultraschall dispergiert. Anschließend wurde die Suspension mit 1 ml einer 1 %igen MoS_2 -Suspension ($0,3 \mu\text{m}$ Korndurchmesser) versetzt. Als Präparationsbasis dienten entsprechend LANGE (1975, 1982) Membranfilter ($0,15 \mu\text{m}$ Porengröße), auf die die Festphase durch Absaugen der Suspensionsflüssigkeit aufgebracht wurde. Die Präparate wurden bei 60°C getrocknet und mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumobjektträger aufgeklebt.

Nach einer 24stündigen Quellung mit Äthylenglykol in der Dampfphase bei 60°C wurden die Präparate mit einem Diffraktometer PW 1700 (PHILIPS) mit $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung (40 kV, 40 mA) gemessen. Es wurde das Spektrum von 2 bis $40^\circ 2\theta$ mit einer Geschwindigkeit von $0,02^\circ 2\theta/\text{sec}$ abgefahren.

Die einzelnen Minerale wurden mit ihren charakteristischen Reflexen im Meßbereich identifiziert. Die Auswertung der Röntgendiagramme erfolgte mit einem FORTRAN-Programm ("SEDAN") von H. GROBE (AWI). Das Programm planimetriert nach graphischer Abtrennung des Rauschuntergrundes die Flächen definier-

ter Röntgenreflexe. Für die Auswertung wurden die in der Tabelle 9 aufgeführten Reflexflächen herangezogen.

Tab. 9: Winkel (für $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung), Wellenlängen (d-Werte) und Miller'sche Indizes (hkl) von den Maxima der für die Auswertung der Röntgendiagramme herangezogenen Reflexflächen (nach JCPDS 1980).

Reflexe	Winkel [2 θ °]	d-Wert [Å]	hkl
Smektit, gequollen	ca. 6	ca. 17	001
Illit 1. Ordnung	9,96	10,0	001
Amphibole	12,18	8,52	110
MoS ₂ -Standard	16,72	6,15	002
Chlorit 3. Ordnung	21,84	4,72	003
Quarz	24,26	4,26	100
Chlorit 4. Ordnung und Kaolinit	29,28	3,54	004
Feldspäte	32,07 u. 32,53	3,24 u. 3,19	002
Talk	33,26	3,13	006

Die Berechnung der Flächenanteile von Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit an der Summe dieser vier Minerale erfolgte nach BISCAYE (1964, 1965) mit (7) bis (10). Aus den Flächenanteilen wurden prozentuale Anteile berechnet.

$$\text{Smektit} = 1 \cdot 17 \text{ \AA Fläche} \quad (7)$$

$$\text{Illit} = 4 \cdot 10 \text{ \AA Fläche} \quad (8)$$

$$\text{Chlorit} = 2 \cdot (5 \cdot 4,72 \text{ \AA Fläche}) \quad (9)$$

$$\text{Kaolinit} = 2 \cdot (3,54 \text{ \AA Fläche} - (2,5 \cdot 4,72 \text{ \AA Fläche})) \quad (10)$$

$$\Sigma = 100 \%$$

Differenzen zu 40,0 mg bei der Einwaage der Tonproben führen zu Abweichungen der MoS₂-Gehalte in den Präparaten und damit auch der MoS₂-Reflexflächen. Daher wurden die Flächen entsprechend (11) korrigiert. Mit den korrigierten MoS₂-Flächen wurden Verhältnisse zu den Flächenanteilen nach (7) bis (10) sowie zu den in der Tabelle 9 dargestellten Reflexflächen der Amphibole, des Quarzes, der Feldspäte und des Talks gebildet. Außerdem wurden die Quarz/Feldspat-Verhältnisse berechnet. Insgesamt wurden damit 13 Prozent- bzw. Verhältnisparameter bestimmt (Tab. 10), die die Mineralverteilung in der Tonfraktion beschreiben.

$$\text{MoS}_2 \text{ kor.} = (\text{Pr.-Einw.} - 40) \cdot 0,025 \cdot \text{MoS}_2 + \text{MoS}_2 \quad (11)$$

mit: MoS₂ kor. = korrigierte Reflexfläche des MoS₂-Standards
 MoS₂ = unkorrigierte Reflexfläche des MoS₂-Standards
 Pr.-Einw. = Probeneinwaage in [mg]

Zur Abschätzung der Genauigkeit der beschriebenen Tonmineralanalyse wurden sechs Proben jeweils fünf mal mit und fünf mal ohne den MoS₂-Standard präpariert, analysiert und ausgewertet. Beide Methoden zeigen bei den einzelnen Proben vergleichbare Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (σ ; Tab. 10). Die Zugabe eines MoS₂-Standards beeinträchtigt demnach nicht die Genauigkeit der Tonmineralanalyse. Vielmehr ermöglicht sie zusätzlich semiquantitative Aussagen über

absolute Schwankungen von Mineralen, von denen sonst nur Schwankungen relativ zu anderen Mineralen bestimmt werden können. Die Auflösung, mit der die einzelnen Parameter diskutiert werden können, entspricht etwa den Standardabweichungen aus der Tabelle 10.

Tab. 10: Mittelwerte (\bar{x}) und Standardabweichungen (σ) von je fünf Parallelanalysen an sechs verschiedenen Proben, die einmal mit dem MoS₂-Standard (A), einmal ohne den MoS₂-Standard (B) präpariert, analysiert und ausgewertet wurden.

Kern-Nr. Probtiefe [cm]	PS1606-3 8		PS1606-3 356		PS1498-2 15		PS1498-2 895		PS1609-3 227		PS1611-3 134	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Smektit [%]	A 5,8	0,25	5,4	0,65	5,9	0,73	5,9	0,67	11,4	3,15	5,8	0,51
	B 5,9	0,51	4,9	0,32	6,2	0,57	5,5	0,80	8,5	0,78	7,5	1,54
Illit [%]	A 62,1	3,91	68,0	3,64	60,3	4,72	50,1	1,95	49,0	1,95	49,4	1,46
	B 62,0	2,49	66,0	1,70	59,3	0,95	50,8	0,66	48,6	1,71	51,2	1,90
Chlorit [%]	A 28,9	4,05	24,8	6,13	29,4	6,92	35,3	2,94	29,8	3,94	34,4	1,62
	B 30,8	2,75	28,0	2,05	31,5	2,48	34,8	1,83	31,9	2,96	32,0	3,18
Kaolinit [%]	A 3,2	0,51	1,7	2,15	4,4	2,07	8,7	1,76	9,9	1,32	10,4	2,15
	B 1,3	1,44	1,1	0,55	3,0	1,17	8,9	1,12	11,0	1,29	9,4	2,18
Quarz/Feldspat	A 0,24	0,03	0,17	0,01	0,38	0,04	0,92	0,08	0,97	0,11	1,07	0,13
	B 0,24	0,02	0,15	0,01	0,38	0,02	0,98	0,08	1,16	0,10	1,10	0,06
Smektit / MoS ₂	A 0,70	0,04	0,68	0,08	0,66	0,08	0,66	0,10	1,34	0,37	0,59	0,06
Illit / MoS ₂	A 7,56	0,64	8,51	0,53	6,76	0,30	5,61	0,18	5,79	0,18	4,99	0,17
Chlorit / MoS ₂	A 3,51	0,47	3,10	0,78	3,37	0,96	3,96	0,35	3,53	0,52	3,48	0,20
Kaolinit / MoS ₂	A 0,39	0,06	0,22	0,27	0,49	0,21	0,98	0,21	1,16	0,14	1,05	0,22
Talk / MoS ₂	A 0,20	0,05	0,26	0,06	0,13	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Amphibole / MoS ₂	A 0,07	0,01	0,10	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Quarz / MoS ₂	A 0,16	0,05	0,12	0,05	0,19	0,07	0,27	0,05	0,39	0,09	0,37	0,15
Feldspäte / MoS ₂	A 0,64	0,14	0,71	0,28	0,49	0,15	0,29	0,06	0,40	0,09	0,35	0,15

10.10. Datierungen und Isotopenmessungen

Sechs ¹⁴C-Datierungen wurden an Bryozoen bzw. Seepocken (*B. corolliforme*) in Heidelberg mit einem Proportional-Zählrohr durchgeführt. Dabei werden die radioaktiven Zerfälle des β -strahlenden ¹⁴C-Isotops erfaßt (GEYH 1985). Von zwei Foraminiferenproben (*N. pachyderma*) wurde das ¹⁴C-Alter mit der AMS-Methode ("Accelerator mass spectrometry") an der ETH in Zürich bestimmt. Da dabei alle ¹⁴C-Isotope massenspektrometrisch gezählt werden, sind für diese Methode nur sehr geringe Probenmengen erforderlich (HEDGES 1981). Das Alter der Proben wird aus der Zerfallsrate bzw. dem Gehalt des ¹⁴C-Isotopes, sowie dessen Halbwertszeit (5.730 Jahre) berechnet. Die Aufbereitung und Messung der Proben erfolgte durch B. KROMER (Inst. f. Umweltphysik, Heidelberg)

Da die Sedimente häufig detritische Karbonatkomponenten enthalten (Kap. 6.1.5.) wurden alle Analysen an separierten Karbonatschalen durchgeführt. An der Station PS1612 wurden aus den Arbeitshälften 2 cm (GKG) bzw. 6 cm (SL) mächtige Sedimentscheiben entnommen. Mit demineralisiertem Wasser wurden die Fraktionen > 63 μ m abgesiebt, anschließend aus den getrockneten Grobfraktionen die Bryozoen ausgelesen. Von den Stationen PS1418, PS1611 und PS1621 wurden die zu

datierenden Karbonatschalen (Bryozoen bzw. Seepocken) bereits an Bord aus dem gesamten Kasteninhalt der GKG ausgelesen. Sie wurden im Labor mit demineralisiertem Wasser gründlich gereinigt.

Von der Station PS1498 wurden 9 - 15 cm mächtige Sedimentscheiben aus beiden Kernhälften entnommen. Aus den mit demineralisiertem Wasser abgeseibten und getrockneten Grobfractionen wurden die planktischen Foraminiferen (*N. pachyderma*) unter dem Binokular ausgelesen. Für jede ¹⁴C-Messung wurden > 2500 Gehäuse von *N. pachyderma* (> 40 µg) isoliert. Bei geringen Foraminiferengehalten mußten benachbarte Proben zusammengefaßt werden.

Für paläomagnetische Messungen wurden vom Kernmaterial der Station PS1498 im mittleren Abstand von 7,2 cm orientierte Proben mit Polystyroidöschen (2 x 2 x 1,6 cm) entnommen.

Die Messungen wurden von V. SPIESS (Universität Bremen, FB 5) mit einem triaxialen Kryogenmagnetometer (Modell GM 400, CRYOGENIC CONSULTANS, London) durchgeführt. Von allen Proben wurde die Richtung und Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) bestimmt. Exemplarisch an 13 Proben durchgeführte progressive Entmagnetisierungen im Wechselfeld ergaben jeweils sehr stabile Richtungen. Die Inklinkinationswinkel der NRM wiesen bei den Proben gegenüber einem Entmagnetisierungsfeld von 20 mT nur mittlere Abweichungen von 1,8° bei einer Standardabweichung von 1,9° auf. Daher wurde auf die Entmagnetisierung der anderen Proben verzichtet. Eine detaillierte Beschreibung der Meßmethoden ist BLEIL et al. (1984), NOWACZYK (1985) und CORDES (1990) zu entnehmen.

Die ²³⁰Th_{excess}-Aktivität wurde ebenfalls am Kernmaterial der Station PS1498 bestimmt. Dazu wurde aus den Archivhälften ein Unterkern mit einem Durchmesser von 1 cm entnommen. Die insgesamt 96 Analysen erfolgten durch P. WALTER (AWI) am Inst. f. Umweltp Physik in Heidelberg. Sie wurden beim GKG an 5 cm -, beim SL an 10 cm - Segmenten durchgeführt.

$$S \left[\frac{\text{cm}}{10^3 \text{ Jahre}} \right] = \frac{T_2 - T_1}{75,2 \cdot 10^3} \quad (12)$$

mit S = Sedimentationsrate

T₂ = Sedimenttiefe [cm], in der die ²³⁰Th_{excess}-Aktivität gegenüber der Tiefe

T₁ [cm] um die Hälfte abgenommen hat

Das Radionuklid ²³⁰Thorium, ein Produkt der Uran-Blei-Zerfallsreihe, wird in der Wassersäule produziert. Es hat eine Halbwertszeit von 75.200 Jahren. Unter der Annahme eines konstanten ²³⁰Th-Eintrages aus der Wassersäule in das Sediment lassen sich über die Aktivität des Nuklids Sedimentationsraten bis ca. 400.000 Jahre abschätzen. Dies geschieht über das Tiefenprofil des ²³⁰Th_{excess}, welches die Differenz zwischen den gemessenen ²³⁰Th-Aktivitäten und den ²³⁴U-Aktivitäten darstellt. Damit spiegelt es die Aktivität des aus der Wassersäule eingetragenen Thoriums wider, ohne Einbeziehung des Zutrages durch den natürlichen Uranzerfall im

Sediment. Die Sedimentationsraten für ein Sedimentprofil lassen sich nach der Gleichung (12) berechnen. MANGINI (1984) gibt eine umfassende Darstellung der Probenaufbereitung und Messung für diese recht neue, noch selten praktizierte Datierungsmethode.

Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden an planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral und benthischen Foraminiferen der Art *Cassidulina bion* bestimmt. Die Messungen erfolgten im Isotopenlabor des AWI durch H. HUBBERTEN und G. MEYER.

Die Foraminiferen wurden aus den Sandfraktionen der Korngrößenproben (Kap. 10.7.) ausgelesen. Es wurden möglichst saubere, vollständige Exemplare ausgewählt, die keine diagenetischen Veränderungen wie Lösung oder sekundäres Kristallwachstum zeigen. Im Gegensatz zu den Proben aus den Sedimentkernen war bei den Oberflächenproben die organische Substanz nicht entfernt worden. Sie hat nach systematischen Versuchen von GANSEN (1981, 1983) und WEFER (1985) keinen signifikanten Einfluß auf die Meßergebnisse. Um Einflüsse durch unterschiedliche Lebensräume im Verlauf der ontogenetischen Entwicklung der Foraminiferen zu minimieren, wurden sie möglichst in eng begrenzten Korngrößenklassen ausgelesen - *N. Pachyderma* bei 125-250 µm, *C. bion* bei 250-500 µm.

Die Präparation und Messung erfolgte mit einer automatischen Karbonatpräparationsanlage für Kleinstmengen (FINNIGAN, MAT), welche direkt mit dem Massenspektrometer (FINNIGAN, MAT 251) verbunden ist. Die Foraminiferen werden in gläserne Reaktionsgefäße eines Probenkarussells gefüllt, in dem zur Kontrolle routinemäßig 8 von 46 Positionen mit Standardproben bestückt werden. Die Probenmenge beträgt 20-60 µg. Das entspricht 2-6 Exemplaren der Art *N. pachyderma* bzw. 1-2 Exemplaren der Art *C. bion*. Zur Schaffung einer größeren Oberfläche wurden die Karbonatschalen von *C. bion* in den Reaktionsgefäßen mit einem Glasstab zerdrückt.

Das Probenkarussell wird automatisch abgearbeitet. Dabei werden die Proben individuell mit einer definierten Menge 100 %iger Orthophosphorsäure bei 70 °C zersetzt. Das entstehende CO₂-Probengas wird über Kühlfallen gereinigt und über ein Kleinstmengenvolumen direkt in das Massenspektrometer eingelassen. Dort wird die Isotopenzusammensetzung des CO₂-Probengases gegen ein Laborstandardgas gemessen. Das Standardgas wurde zur VPDB-Skala (Vienna Pee Dee Belemnite) mit der Referenzprobe NBS 19 (National Bureau of Standards) kalibriert (HUT 1987). Die Isotopenverhältnisse (als δ-Werte gegen den VPDB) ergeben sich nach der Gleichung (13).

$$\delta_{\text{Probe}} [\text{‰}] = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \quad (13)$$

mit R = Verhältnis der Isotope (¹⁸O/¹⁶O bzw. ¹³C/¹²C)

Die Standardabweichungen der Messungen betragen < 0,06 ‰ für die δ¹⁸O- und < 0,04 ‰ für die δ¹³C-Verhältnisse (HUBBERTEN & MEYER 1989).

10.11. Sedimentdeformation bei der Probennahme

Insbesondere für Vergleiche von Sedimentmächtigkeiten, Sedimentations- und Akkumulationsraten sowie von sedimentphysikalischen Eigenschaften ist von Bedeutung, inwieweit die gekernete Sedimentabfolge den Verhältnissen am Meeresboden entspricht. An den bearbeiteten Stationen treten z.T. erhebliche Differenzen zwischen den Eindringtiefen des Schwerelotes, die sich an dem mit Sediment verschmierten Kernrohr messen lassen, und den erzielten Kerngewinnen auf (Tab. 11).

Tab. 11: Vergleich zwischen Eindringtiefe und Kerngewinn des Schwerelotes an den neun umfangreich bearbeiteten Stationen.

Kern-Nr.	Eindringtiefe [m]	Kerngewinn [m]	Kernverlust [%]
1420-2	5,0	3,80	24
1494-2	5,8	3,02	48
1498-2	14,5	8,86	39
1606-3	4,7	4,24	10
1607-3	5,6	3,64	35
1609-3	4,2	2,86	32
1611-3	3,0	1,35	55
1612-2	?	1,89	?
1613-4	9,7	7,14	26

Als Ursachen für diese Differenzen kommen drei Prozesse in betracht:

- Unvollständiges Halten der Sedimente durch den Kernfänger - es wird nur der obere Bereich der Sedimentabfolge ohne Störungen gekernt, die geologischen Untersuchungsergebnisse werden nicht beeinträchtigt;
- Komprimierung durch höhere Packungsdichte der Körner - es wird die vollständige Sedimentabfolge unter Volumenverlust durch Wasserabgabe gekernt, die sedimentphysikalischen Eigenschaften und Sedimentationsraten entsprechen nicht den Verhältnissen am Meeresboden;
- Partielles Kernern der Sedimentabfolge am Meeresboden - die Sedimente werden während der Beprobung nur teilweise vom Kernrohr aufgenommen, es resultieren zu geringe Sedimentations- und Akkumulationsraten.

Die Größenordnung der Sedimentkomprimierung durch partielles Kernern läßt sich aus der überwiegend laminierten Sedimentabfolge im Schwerelotkern PS1498-2 exemplarisch abschätzen. An den Radiographien von laminierten Sedimenten aus Schwerelotkernen sind häufig Störungen mit Versatzbeträgen bis zu mehreren Zentimetern zu beobachten (GROBE 1986). Die Scherungen der Sedimente verlaufen entlang listrischer Flächen, die sich mit zunehmender Tiefe der Horizontalen annähern (Abb. 57, S. 106). Sie entstehen während des Kernvorganges, indem Teile des Sedimentes entlang der Flächen abgeschert werden. Mit diesem Prozeß ist eine Komprimierung der Sedimente entsprechend der Versatzbeträge verbunden.

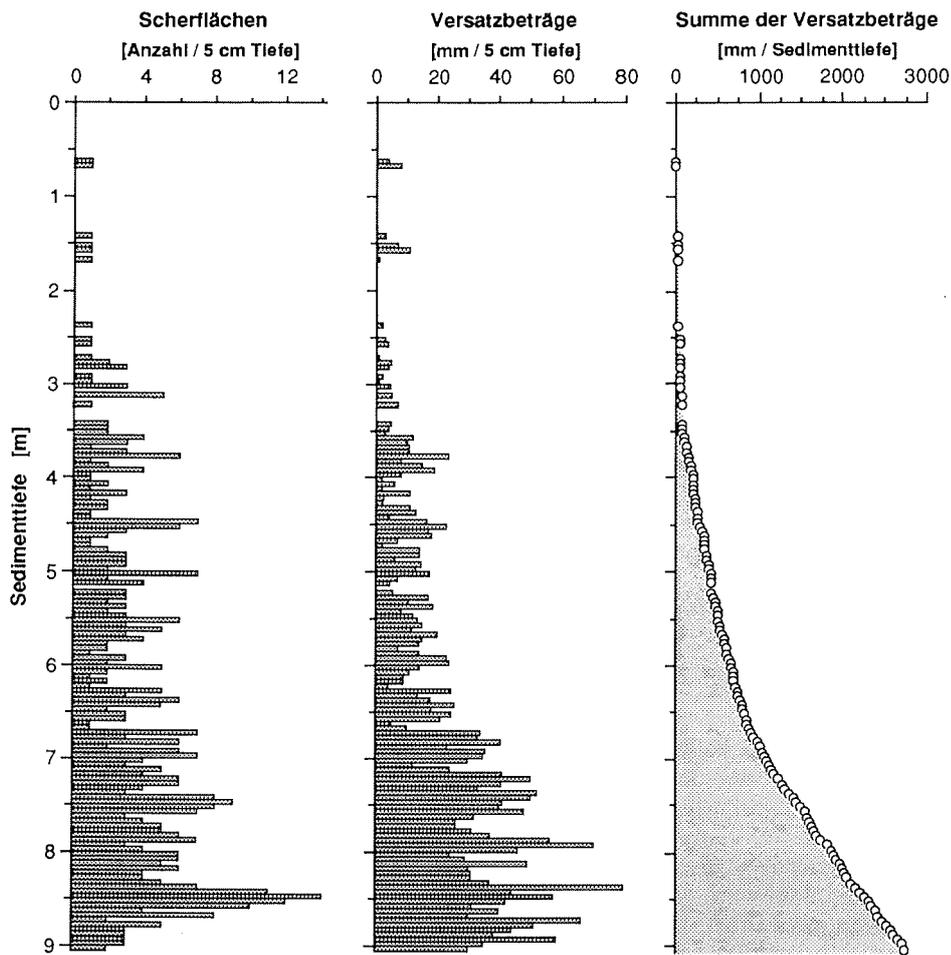


Abb. 66: Rekonstruktion der Sedimentkomprimierung durch Scherprozesse bei der Probenahme am Beispiel der Station PS1498. Während des Kernvorganges mit dem Schwerelot werden Sedimente entlang listrischer Flächen abgeschert, die Sedimentabfolge am Meeresboden ist nur teilweise, als kondensierte Abfolge im Kern enthalten. Durch die Rekonstruktion dieses Prozesses lassen sich mehr als 50 % der Differenz zwischen Eindringtiefe und Kerngewinn an der Station PS1498 erklären.

Am Schwerelotkern PS1498-2 wurde die Komprimierung durch Scherprozesse hochauflösend rekonstruiert, indem an den Radiographien in 5 cm mächtigen Horizonten die Anzahl der Scherflächen ausgezählt, die jeweiligen Versatzbeträge nach den Mustern der Laminaeabfolgen bestimmt und für den entsprechenden Horizont summiert wurden (Abb. 66). Unterhalb ca. 7 m Sedimenttiefe konnten durch die hohe Anzahl und großen Versatzbeträge der Scherflächen teilweise nur die minimalen Versatzbeträge bestimmt werden. Der tatsächliche Kernverlust ist in dem Bereich daher höher. Mit zunehmender Sedimenttiefe erhöhen sich

sowohl die Anzahl als auch die Versatzbeträge der Scherungen. Die Summe der Versatzbeträge zeigt eine exponentiell ansteigende Kernkomprimierung mit zunehmender Tiefe. Der rekonstruierte Kernverlust beträgt an der Station PS1498 ca. 2,9 m. Damit lassen sich mehr als 50 % der Differenz zwischen Eindringtiefe und Kerngewinn auf die beschriebenen Scherprozesse zurückführen.

Die Scherungen sind vermutlich nicht auf laminierte Sedimente beschränkt, sondern treten auch in bioturbaten oder strukturlosen Horizonten auf. Die resultierende Sedimentkomprimierung dürfte jedoch in Abhängigkeit von der Zusammensetzung, der Korngrößenverteilung, den Strukturen und dem Kompaktionsgrad der Sedimente, sowie dem Durchmesser des Schwerelotes Unterschiede aufweisen. Daher lassen sich keine mathematischen Gesetzmäßigkeiten bestimmen, mit denen die Sedimentdeformationen auf die Verhältnisse am Meeresboden korrigiert werden könnten.

Die Rekonstruktion der Sedimentkomprimierung belegt, daß die Sedimentations- und Akkumulationsraten unterhalb ca. 3 m Sedimenttiefe in Schwerelotkernen gegenüber den Verhältnissen am Meeresboden zu gering bestimmt werden. Kolbenlote zeigen gegenüber Schwereloten deutlich geringere Deformationen; sie weisen jedoch größere Randverschleppungen und größere Kernverluste an der Oberfläche auf (KUHN 1986). Die beschriebenen Prozesse sollten daher insbesondere bei der Bearbeitung unterschiedlicher Kernlote bedacht werden.

10.12. Parallelisierung der Sedimente von Kastengreifern und Schwereloten

Die Oberflächen der Schwerelotlotkerne sind häufig gestört oder nur unvollständig erhalten. Dies läßt sich insbesondere auf den Kernfänger bei der Probennahme vom Meeresboden (Kap. 10.3.) und auf die horizontale Lage der Kerne auf dem Arbeitsdeck zurückführen, bei der die Oberfläche zerlaufen kann. Die Großkasten- und Mehrfachgreifer dagegen liefern ungestörte Abfolgen der obersten Sedimentdezimeter (Kap. 10.3.).

Daher wurden von den umfassend untersuchten Stationen sowohl die Kernlote als auch die Kastengreifer bearbeitet. Nach den Kernbeschreibungen und Analyseergebnissen wurden sie parallelisiert und zu einer vollständigen Sedimentabfolge zusammengefaßt. An den Oberflächen der Kernlote fehlten zwischen 1 cm und 39 cm Sediment, im Mittel 13 cm. In den Kerndiagrammen (Abb. 37 - 54, S. 70 - 89) sind die Probentiefen der parallelisierten Sedimentabfolge angegeben.

11 Tabellen

Tab. 12: Komponentenverteilung in den Grobfraktionen (> 63 µm) der ungestörten **Oberflächenproben** von den Großkastengreifern (GKG).

ERLÄUTERUNGEN:

- > 63 µm = Häufigkeitsprozente der jeweiligen Komponentengruppe an der Grobfraktion
- gesamt = Häufigkeitsprozente der jeweiligen Komponentengruppe in der Grobfraktion, bezogen auf das Gesamtsediment
- gezählte Körner = In den 13 Grobfraktionen insgesamt unter dem Binokular ausgezählte Körner
- Sp. = Spuren (< 0,005 %)

Station	1414	1415	1416	1417	1418 A	1418 B	1419	1420	1421
Gehalt 63 - 6300 µm [%]	46,1	52,9	98,2	85,9	34,4	34,4	66,4	87,9	75,7
Gesteinsbruchstücke > 63 µm gesamt	2,06	12,32	6,41	30,81	0,12	0,19	7,54	19,73	6,28
Quarz > 63 µm gesamt	0,96	6,97	6,38	29,33	0,04	0,07	5,03	17,98	4,79
Glimmer > 63 µm gesamt	80,44	71,29	85,24	61,51	10,05	10,36	81,09	59,43	79,30
sonstige Minerale > 63 µm gesamt	37,30	40,36	84,84	58,56	3,51	3,62	54,01	54,16	60,56
terrigen Komp. ges. > 63 µm gesamt	93,24	93,23	98,40	92,40	11,76	12,17	97,81	87,87	98,51
agglutinierte Foram. > 63 µm gesamt	1,22	1,08	0,04	0,96	0,25	0,43	0,54	0,82	0,76
kalk. benth. Foram. > 63 µm gesamt	0,57	0,61	0,04	0,92	0,09	0,15	0,36	0,75	0,58
plankton. Foram. > 63 µm gesamt	0,34	0,28	0,15	0,38	1,68	1,69	0,09	2,72	0,06
Schwammnadeln > 63 µm gesamt	0,16	0,16	0,15	0,36	0,59	0,59	0,06	2,48	0,05
Radiolarien > 63 µm gesamt	2,88	2,90	0,67	1,42	4,10	4,14	0,32	5,25	0,07
Mollusken > 63 µm gesamt	1,34	1,64	0,66	1,35	1,43	1,45	0,21	4,78	0,05
Ostrakoden > 63 µm gesamt	0,66	0,67	Sp.	0,01	4,95	3,65	0,21	0,14	0,20
Seepocken > 63 µm gesamt	0,31	0,38	Sp.	0,01	1,73	1,28	0,14	0,13	0,15
Bryozoen > 63 µm gesamt	0,50	0,89	0,13	0,02	0,22	0,38	0,46	0,05	0,26
Seeigelstachel > 63 µm gesamt	0,23	0,50	0,13	0,02	0,08	0,13	0,30	0,04	0,19
sonstige biog. Komp. > 63 µm gesamt	0,01	0,01	0,02	0,05	2,92	2,25	0,04	0,04	0
biogene Komp. ges. > 63 µm gesamt	Sp.	0,01	0,02	0,05	1,02	0,79	0,02	0,03	0
gezählte Körner:	Sp.	0	0	0	0,33	0,43	0	0	0
	Sp.	0	0	0	0,12	0,15	0	0,25	0
	0	0	0,01	2,26	0,01	0	0	0,22	0
	0	0	0,01	2,15	Sp.	0	0	0,22	0
	0,01	0,01	0,01	0,26	48,34	48,96	0,18	1,67	0,03
	Sp.	0,01	0,01	0,25	16,89	17,11	0,12	1,52	0,02
	Sp.	0,01	0,03	0,10	0,50	0,78	0,09	0,26	0
	Sp.	0,01	0,03	0,09	0,18	0,27	0,06	0,23	0
	1,07	0,90	0,53	2,12	24,94	25,12	0,31	0,95	0,10
	0,50	0,51	0,53	2,02	8,72	8,78	0,20	0,86	0,08
	6,70	6,74	1,58	7,59	88,24	87,83	2,22	12,13	1,47
	3,10	3,82	1,58	7,23	30,84	30,69	1,48	11,05	1,12
	5367	6027	6141	6057	6215	5301	4904	6067	5159

Tab. 12: Fortsetzung.

Station	1489 A	1489 B	1490	1491	1492	1493	1494	1495	1496	1497	1498 A	1498 B	1499	
Gehalt 63 - 6300 µm [%]	80,3	80,3	70,8	80,4	85,4	87,2	96,4	80,6	9,4	73,7	19,6	19,6	4,3	
Gesteinsbruchstücke	> 63 µm gesamt	25,57 22,16	25,24 21,87	4,49 3,18	25,95 22,95	25,19 24,67	15,16 13,51	3,32 3,25	29,49 25,94	8,53 0,81	32,80 25,49	5,41 1,06	5,00 0,98	23,66 1,04
Quarz	> 63 µm gesamt	60,55 52,47	60,38 52,32	85,12 60,26	67,75 59,91	52,93 51,84	71,95 64,12	79,23 77,46	58,98 51,89	60,14 5,68	51,06 39,68	69,91 13,68	69,93 13,68	40,62 1,78
Glimmer	> 63 µm gesamt	0,21 0,19	0,10 0,09	0,01 0,01	0,01 0,01	Sp. Sp.	0,03 0,03	0 0	0,05 Sp.	0,54 0,05	0,21 0,06	0,11 0,04	0,02 0,02	0,06 Sp.
sonstige Minerale	> 63 µm gesamt	12,21 10,58	12,70 11,01	8,47 5,99	5,41 4,78	3,89 3,81	9,68 8,62	11,85 11,59	8,02 7,05	9,96 0,94	7,58 5,89	10,96 2,14	10,58 2,07	8,74 0,38
terrigene Komp. ges.	> 63 µm gesamt	98,54 85,39	98,43 85,29	98,09 69,44	99,12 87,65	82,01 80,31	96,82 86,28	94,40 92,29	96,54 84,94	79,16 7,47	91,51 71,13	86,49 16,92	85,63 16,75	73,08 3,20
agglutinierte Foram.	> 63 µm gesamt	1,07 0,93	1,11 0,96	1,21 0,86	0,41 0,36	2,22 2,17	0,18 0,16	0,27 0,27	0,58 0,51	8,33 0,79	2,01 1,57	3,84 0,75	4,39 0,86	19,40 0,85
kalk. benth. Foram.	> 63 µm gesamt	0,01 0,01	0 0	0 0	0,16 0,14	0,35 0,34	0,48 0,42	0,16 0,15	0,11 0,10	0,04 Sp.	0,16 0,12	0,11 0,02	0,17 0,03	0,04 Sp.
plankton. Foram.	> 63 µm gesamt	0 0	0 0	0 0	0,04 0,04	0,71 0,70	1,91 1,70	4,27 4,17	1,57 1,38	0,36 0,03	5,57 4,33	5,96 1,17	6,18 1,21	0,14 0,01
Schwammnadeln	> 63 µm gesamt	0,08 0,07	0,14 0,12	0,21 0,15	0,05 0,04	0,01 0,01	0,01 0,01	0,04 0,04	0,01 0,01	5,85 0,55	0,11 0,09	1,46 0,29	1,30 0,25	1,37 0,06
Radiolarien	> 63 µm gesamt	0,16 0,14	0,14 0,12	0,32 0,22	0,02 0,02	0,05 0,05	0,03 0,03	0,10 0,10	0 0	5,86 0,55	0,03 0,03	0,99 0,19	1,43 0,28	5,38 0,24
Mollusken	> 63 µm gesamt	0 0	0 0	0 0	0 0	0,24 0,24	Sp. Sp.	0 0	0 0	0 0	0 0	Sp. Sp.	Sp. Sp.	0 0
Ostrakoden	> 63 µm gesamt	0 0	Sp. Sp.	0,01 0,01	0,01 0,01	Sp. Sp.	0 0							
Seepocken	> 63 µm gesamt	0 0	0 0	0 0	0,01 0,01	7,88 7,71	0,01 0,01	0 0	0,10 0,09	0 0	0,01 0,01	0,02 0,02	0,02 0,02	0 0
Bryozoen	> 63 µm gesamt	0,05 0,04	0,02 0,02	0 0	0,06 0,06	2,37 2,32	0,01 0,01	Sp. Sp.	0,06 0,06	0 0	0,02 0,02	0,20 0,04	0,21 0,04	0 0
Seeigelstachel	> 63 µm gesamt	0 0	0 0	0 0	0 0	0,16 0,16	0,06 0,05	0 0	0 0	0 0	0,05 0,04	0,01 0,04	0,01 Sp.	0 0,64
sonstige biog. Komp.	> 63 µm gesamt	0,12 0,10	0,21 0,18	0,19 0,13	0,15 0,13	3,98 3,90	0,49 0,43	0,73 0,71	1,02 0,90	0,40 0,04	0,49 0,38	0,88 0,17	0,63 0,12	0,64 0,03
biogene Komp. ges.	> 63 µm gesamt	1,50 1,30	1,61 1,40	1,93 1,36	0,90 0,79	17,96 17,59	3,17 2,83	5,57 5,45	3,45 3,03	20,85 1,97	8,48 6,59	13,47 2,64	14,34 2,81	26,96 1,18
gezählte Körner:		5379	5052	3968	5562	4774	4070	4368	5009	3407	5340	3740	4098	3941

Station		1605	1606	1607	1608	1609	1610	1611	1612	1613	1614	1615	1626	1627
Gehalt 63 -6300 µm [%]		8,9	11,0	72,0	74,8	54,4	73,9	77,0	84,3	96,5	44,9	60,5	52,1	73,9
Gesteinsbruchstücke	> 63 µm	4,12	53,65	48,90	7,00	5,41	16,52	10,81	0,82	2,75	1,58	6,92	5,03	8,03
	gesamt	0,37	6,20	38,29	5,32	2,94	13,13	9,47	0,71	2,65	0,71	4,29	2,62	5,93
Quarz	> 63 µm	45,53	8,68	35,00	81,99	79,21	74,16	81,72	30,63	76,98	84,07	82,77	79,21	73,69
	gesamt	4,06	1,00	27,40	62,30	43,08	58,94	71,63	26,41	74,26	37,78	51,33	41,27	54,45
Glimmer	> 63 µm	0,46	0,04	0,07	0,02	0,20	0,15	0,02	0	0	0,09	0	0,01	0,07
	gesamt	0,04	Sp.	0,05	0,01	0,11	0,12	0,02	0	0	0,04	0	Sp.	0,05
sonstige Minerale	> 63 µm	7,86	1,79	5,45	9,57	7,21	6,61	5,68	3,69	11,21	10,41	6,78	9,71	16,56
	gesamt	0,70	0,21	4,27	7,27	3,92	5,25	4,98	3,18	10,81	4,68	4,20	5,06	12,24
terrigen Komp. ges.	> 63 µm	57,97	64,15	89,42	98,58	92,03	97,45	98,23	35,15	90,94	96,14	96,46	93,96	98,35
	gesamt	5,17	7,42	70,01	74,91	50,05	77,44	86,10	30,31	87,72	43,21	59,82	48,95	72,67
agglutinierte Foram.	> 63 µm	28,48	7,77	4,21	0,61	3,32	1,38	0,68	3,04	2,59	2,61	2,32	4,47	0,43
	gesamt	2,54	0,90	3,29	0,46	1,81	1,09	0,60	2,62	2,50	1,17	1,44	2,33	0,32
kalk. benth. Foram.	> 63 µm	0,06	0,60	0,54	0,04	0,13	0,10	0,28	0,99	0,23	0,14	0,12	0,20	0,04
	gesamt	0,01	0,07	0,42	0,03	0,07	0,08	0,24	0,86	0,23	0,06	0,08	0,11	0,03
plankton. Foram.	> 63 µm	0,32	23,54	4,15	0,19	0,41	0,10	0,41	5,74	5,77	0,23	0,30	0,51	0
	gesamt	0,03	2,72	3,25	0,14	0,22	0,08	0,36	4,95	5,57	0,10	0,18	0,27	0
Schwamnnadeln	> 63 µm	2,98	0,97	0,52	0,12	0,84	0,08	0,02	0,30	0,05	0,34	0,10	0,06	0,45
	gesamt	0,27	0,11	0,41	0,09	0,45	0,06	0,02	0,26	0,05	0,15	0,06	0,03	0,34
Radiolarien	> 63 µm	9,14	0,88	0,16	0,32	1,34	0,03	0,01	0,03	0,02	0,35	0,12	0,66	0,20
	gesamt	0,82	0,10	0,13	0,24	0,73	0,02	0,01	0,02	0,02	0,16	0,07	0,34	0,15
Mollusken	> 63 µm	Sp.	0,29	0,01	0,01	0,21	0,08	0,03	2,57	Sp.	0,03	0,19	0,02	0
	gesamt	Sp.	0,03	0,01	0,01	0,11	0,06	0,03	2,22	Sp.	0,01	0,12	0,01	0
Ostrakoden	> 63 µm	0	0,04	0	0	0,04	0	0	0,07	0	0	0	0	0
	gesamt	0	Sp.	0	0	0,02	0	0	0,06	0	0	0	0	0
Seepocken	> 63 µm	0	0	0,31	0	0	0,01	0,03	0,62	0	0	0	0	0
	gesamt	0	0	0,24	0	0	0,01	0,03	0,53	0	0	0	0	0
Bryozoen	> 63 µm	0,19	0,05	0	0,01	0	0,14	0	33,08	0,05	0,01	0,06	0	0
	gesamt	0,02	0,01	0	0,01	0	0,11	0	28,53	0,05	Sp.	0,04	0	0
Seeigelstachel	> 63 µm	0	0	0	0	0	0,04	0	3,04	0,03	Sp.	0	0,01	0
	gesamt	0	0	0	0	0	0,03	0	2,62	0,03	Sp.	0	Sp.	0
sonstige biog. Komp.	> 63 µm	0,68	1,58	0,65	0,13	0,13	0,62	0,31	15,38	0,32	0,14	0,29	0,12	0,50
	gesamt	0,06	0,18	0,51	0,10	0,07	0,49	0,27	13,27	0,31	0,06	0,18	0,06	0,37
biogene Komp. ges.	> 63 µm	41,90	35,72	10,56	1,44	6,41	2,56	1,77	64,86	9,07	3,86	3,50	6,05	1,63
	gesamt	3,74	4,13	8,27	1,09	3,49	2,04	1,55	55,94	8,75	1,73	2,17	3,15	1,21
gezählte Körner:		4523	3859	5138	4526	4464	4596	3844	5053	5322	4266	4739	4639	3968

Tab. 12: Fortsetzung.

Tab. 13: Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) und benthischen (*Cassidulina biora*) Foraminif. der ungestörten **Oberflächenproben** von den GKG.

Stations-Nr.		Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>C.biora</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.biora</i> [‰]
PS1414-1	Oberfl.	0,4	46,0	44,5	9,1	3,752	1,103	--	--
PS1415-1	Oberfl.	5,2	51,5	33,6	9,8	3,708	1,048	--	--
PS1416-1	Oberfl.	2,7	96,9	0,2	0,2	3,684	1,105	--	--
PS1417-1	Oberfl.	21,0	74,2	3,1	1,7	3,653	0,993	--	--
PS1418-1	Oberfl.	6,8	28,2	38,0	27,1	3,604	1,026	--	--
PS1419-1	Oberfl.	1,4	65,3	23,9	9,4	3,653	1,006	--	--
PS1420-1	Oberfl.	9,4	81,7	6,0	2,8	3,691	1,129	3,829	1,249
PS1421-1	Oberfl.	1,9	74,5	18,1	5,5	3,648	0,965	3,860	0,991
PS1489-3	Oberfl.	10,5	76,1	10,8	2,6	--	--	--	--
PS1490-2	Oberfl.	0,5	70,3	20,9	8,3	--	--	--	--
PS1491-3	Oberfl.	17,8	70,7	9,7	1,9	--	--	--	--
PS1492-1	Oberfl.	22,2	75,7	1,5	0,6	3,702	1,133	--	--
PS1493-2	Oberfl.	9,2	79,9	5,3	5,6	3,632	0,992	--	--
PS1494-2	Oberfl.	0,4	97,4	1,4	0,8	3,741	1,109	--	--
PS1495-1	Oberfl.	16,1	71,9	7,0	5,0	3,677	1,109	--	--
PS1496-2	Oberfl.	0,4	9,1	63,9	26,7	3,768	1,058	--	--
PS1497-1	Oberfl.	13,9	63,9	13,6	8,7	3,752	1,141	--	--
PS1498-1	Oberfl.	0,7	18,9	61,3	19,1	3,832	1,156	--	--
PS1499-2	Oberfl.	0,6	3,8	45,6	50,0	3,878	0,890	--	--
PS1605-3	Oberfl.	0,0	8,9	68,6	22,5	3,653	0,886	--	--
PS1606-1	Oberfl.	5,5	6,0	20,6	67,9	3,729	1,018	--	--
PS1607-1	Oberfl.	25,2	53,1	12,9	8,8	3,758	1,190	--	--
PS1608-1	Oberfl.	1,9	74,1	18,3	5,7	3,675	1,036	--	--
PS1609-2	Oberfl.	1,0	53,4	24,1	21,5	3,628	1,022	--	--
PS1610-4	Oberfl.	9,8	69,7	16,5	4,1	3,664	1,032	3,836	1,471
PS1611-2	Oberfl.	5,6	82,0	9,2	3,2	3,679	1,050	3,986	1,491
PS1612-1	Oberfl.	6,5	79,7	9,1	4,7	3,625	1,116	--	--
PS1613-2	Oberfl.	0,0	96,5	2,6	0,9	3,641	1,070	--	--
PS1614-1	Oberfl.	0,1	44,9	47,5	7,6	3,576	1,044	--	--
PS1615-2	Oberfl.	1,6	60,4	22,6	15,4	3,636	1,034	--	--
PS1626-1	Oberfl.	0,1	52,1	22,2	25,8	3,610	0,997	--	--
PS1627-1	Oberfl.	1,2	72,7	22,4	3,7	--	--	--	--

Tab. 14: Karbonat- und C_{org} -Gehalte der ungestörten **Oberflächenproben** von den GKG.

Stations-Nr.	Karbonat- gehalt [%]	C_{org} - Gehalt [%]	Stations-Nr.	Karbonat- gehalt [%]	C_{org} - Gehalt [%]	Stations-Nr.	Karbonat- gehalt [%]	C_{org} - Gehalt [%]
PS1414-1	1,55	0,25	PS1493-2	0,09	1,62	PS1609-2	0,18	0,26
PS1415-1	1,62	0,22	PS1494-2	0,13	2,69	PS1610-4	0,61	0,18
PS1416-1	0,66	0,02	PS1495-1	0,17	2,12	PS1611-2	0,72	0,12
PS1417-1	3,53	0,20	PS1496-2	1,45	1,42	PS1612-1	38,13	0,16
PS1418-1	55,31	0,62	PS1497-1	0,26	2,91	PS1613-2	2,89	0,17
PS1419-1	0,42	0,26	PS1498-1	0,40	3,80	PS1614-1	0,27	0,42
PS1420-1	17,20	0,57	PS1499-2	0,60	1,50	PS1615-2	0,32	0,26
PS1421-1	4,43	0,10	PS1605-3	0,48	0,14	PS1626-1	0,51	0,39
PS1489-3	0,41	0,30	PS1606-1	0,58	4,35	PS1627-1	0,12	0,30
PS1490-2	0,37	0,23	PS1607-1	0,28	2,90			
PS1491-3	0,38	0,18	PS1608-1	0,23	0,16			

Tab. 15: Mineralverteilung in der Tonfraktion (< 2µm) der ungestörten **Oberflächenproben** von den Großkastengreifern aus dem Untersuchungsgebiet.

Stations-Nr.		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
		[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
PS1414-1	Oberfl.	13	1,47	65	7,26	14	1,52	9	0,98	0,127	0,075	0,39	1,31	0,30
PS1415-1	Oberfl.	11	1,23	55	6,10	28	3,13	5	0,58	0,216	0,082	0,44	1,31	0,34
PS1416-1	Oberfl.	12	1,39	53	6,02	27	3,09	8	0,86	0,053	0,028	0,36	0,61	0,59
PS1417-1	Oberfl.	16	1,77	56	6,15	19	2,08	9	1,01	0,128	0,069	0,73	1,64	0,44
PS1418-1	Oberfl.	12	1,46	60	7,33	22	2,65	7	0,87	0,119	0,069	0,72	1,41	0,51
PS1419-1	Oberfl.	13	1,31	55	5,44	19	1,92	12	1,17	0,029	0,036	0,88	1,27	0,69
PS1420-1	Oberfl.	14	1,50	59	6,45	17	1,85	11	1,18	0,082	0,056	0,95	1,93	0,49
PS1421-1	Oberfl.	14	1,37	60	5,79	16	1,53	11	1,04	0,065	0,054	0,59	1,17	0,50
PS1489-3	Oberfl.	14	1,53	62	6,58	11	1,16	13	1,43	0,085	0,059	0,82	1,51	0,55
PS1490-2	Oberfl.	13	1,27	56	5,39	23	2,26	8	0,76	0,075	0,020	0,82	1,22	0,67
PS1491-3	Oberfl.	12	1,12	57	5,26	16	1,47	15	1,36	0,054	0,039	1,06	1,19	0,89
PS1492-1	Oberfl.	12	1,39	60	6,93	21	2,42	7	0,78	0,054	0,082	0,71	1,47	0,48
PS1493-2	Oberfl.	9	1,15	61	7,58	22	2,76	8	1,02	0,130	0,128	0,82	1,88	0,43
PS1494-2	Oberfl.	12	1,35	58	6,50	22	2,43	8	0,87	0,257	0,112	0,79	1,72	0,46
PS1495-1	Oberfl.	13	1,33	53	5,33	22	2,16	12	1,20	0,026	0,024	0,59	0,64	0,92
PS1496-2	Oberfl.	10	1,09	66	7,33	16	1,74	9	1,02	0,704	0,148	0,51	2,70	0,19
PS1497-1	Oberfl.	13	1,34	55	5,86	20	2,12	12	1,33	0,011	0,045	0,56	0,88	0,64
PS1498-1	Oberfl.	13	1,56	63	7,31	19	2,18	5	0,62	0,187	0,085	0,39	1,49	0,26
PS1499-2	Oberfl.	10	1,21	72	8,38	12	1,45	5	0,58	0,502	0,144	0,28	2,00	0,14
PS1605-3	Oberfl.	13	0,88	61	4,08	18	1,17	8	0,54	0,379	0,101	0,29	1,53	0,19
PS1606-1	Oberfl.	10	0,82	76	6,16	8	0,62	6	0,47	0,293	0,142	0,42	2,20	0,19
PS1607-1	Oberfl.	16	1,29	63	5,03	17	1,33	5	0,37	0,210	0,074	0,48	1,36	0,35
PS1608-1	Oberfl.	15	1,14	57	4,30	19	1,43	9	0,65	0,071	0,058	0,57	1,18	0,49
PS1609-2	Oberfl.	18	1,39	55	4,20	20	1,54	8	0,58	0,020	0,020	0,60	0,87	0,69
PS1610-4	Oberfl.	17	1,11	53	3,56	17	1,14	13	0,87	0,064	0,046	0,77	1,12	0,68
PS1611-2	Oberfl.	13	1,03	59	4,73	15	1,18	13	1,07	0,012	0,031	0,88	1,12	0,79
PS1612-1	Oberfl.	15	1,19	59	4,62	14	1,07	12	0,92	0,055	0,049	0,61	1,19	0,51
PS1613-2	Oberfl.	11	0,81	58	4,13	22	1,54	9	0,62	0,014	0,043	0,52	0,85	0,61
PS1614-1	Oberfl.	16	1,20	53	4,12	23	1,74	9	0,67	0,023	0,031	0,52	0,76	0,68
PS1615-2	Oberfl.	19	1,39	53	3,95	17	1,29	11	0,80	0,008	0,025	0,63	0,74	0,85
PS1626-1	Oberfl.	12	0,87	60	4,46	17	1,28	11	0,84	0,049	0,020	0,63	0,99	0,64
PS1627-1	Oberfl.	13	0,83	62	4,02	13	0,85	13	0,83	0,108	0,066	0,56	1,51	0,37

Tab. 16: Mineralverteilung in der Tonfraktion (< 2µm) der ungestörten **Oberflächenproben** von den GKG aus der **Filchner Rinne** (südlich des Untersuchungsgebietes); am Ende der Tabelle sind die Mittelw. und Standardabw. dieser Proben aufgeführt.

Stations-Nr.		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
		[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
PS1010-1	Oberfl.	5	0,40	61	5,20	29	2,47	6	0,50	0,05	0,09	0,30	0,74	0,40
PS1011-1	Oberfl.	2	0,14	62	5,32	30	2,56	7	0,57	0,04	0,04	0,33	0,56	0,59
PS1012-1	Oberfl.	5	0,47	58	6,07	33	3,45	5	0,49	0,03	0,04	0,29	0,54	0,53
PS1013-1	Oberfl.	2	0,22	58	5,73	31	3,31	6	0,62	0,00	0,02	0,35	0,44	0,79
PS1014-1	Oberfl.	3	0,26	54	5,02	37	3,49	6	0,57	0,02	0,02	0,28	0,37	0,76
PS1016-1	Oberfl.	4	0,33	57	4,76	32	2,70	7	0,54	0,00	0,02	0,35	0,38	0,93
PS1017-1	Oberfl.	3	0,28	57	5,38	33	3,12	7	0,69	0,01	0,03	0,30	0,37	0,80
PS1018-1	Oberfl.	3	0,36	52	5,73	42	4,66	3	0,33	0,01	0,01	0,21	0,28	0,74
PS1019-1	Oberfl.	5	0,53	56	6,32	32	3,62	7	0,77	0,01	0,03	0,29	0,39	0,75
PS1215-2	Oberfl.	4	0,38	58	5,18	30	2,72	8	0,68	0,02	0,04	0,40	0,69	0,57
PS1216-1	Oberfl.	3	0,29	58	6,73	33	3,88	7	0,78	0,05	0,03	0,23	0,36	0,62
PS1217-1	Oberfl.	3	0,28	56	6,31	35	3,96	6	0,70	0,04	0,03	0,23	0,46	0,49
PS1219-1	Oberfl.	4	0,41	54	6,03	34	3,74	8	0,90	0,01	0,04	0,17	0,29	0,61
PS1220-3	Oberfl.	3	0,30	58	5,99	30	3,09	9	0,95	0,03	0,03	0,24	0,34	0,71
PS1222-1	Oberfl.	3	0,24	55	5,20	35	3,36	8	0,72	0,00	0,03	0,17	0,20	0,84
PS1223-1	Oberfl.	2	0,18	57	5,61	36	3,56	6	0,56	0,00	0,02	0,21	0,25	0,84
PS1275-1	Oberfl.	12	0,42	51	1,80	26	0,90	11	0,39	0,01	0,05	0,73	0,80	0,91
PS1276-1	Oberfl.	9	0,26	53	1,45	32	0,88	5	0,14	0,01	0,04	0,48	0,45	1,07
PS1277-1	Oberfl.	4	0,33	63	5,71	26	2,38	7	0,66	0,06	0,06	0,27	0,60	0,45

Tab. 16: Fortsetzung.

Stations-Nr.		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
		[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
PS1278-1	Oberfl.	5	0,46	60	6,10	29	2,88	7	0,66	0,02	0,05	0,29	0,57	0,51
PS1279-1	Oberfl.	4	0,36	55	5,16	31	2,89	11	1,02	0,01	0,01	0,26	0,34	0,77
PS1400-4	Oberfl.	5	0,44	56	5,48	34	3,29	6	0,58	0,06	0,05	0,32	0,60	0,53
PS1401-2	Oberfl.	3	0,31	60	5,89	29	2,86	7	0,72	0,05	0,04	0,32	0,53	0,59
PS1402-2	Oberfl.	2	0,16	60	4,28	31	2,19	8	0,54	0,11	0,07	0,29	1,09	0,26
PS1403-1	Oberfl.	7	0,54	69	5,13	15	1,12	8	0,59	0,05	0,06	0,27	0,68	0,39
PS1422-1	Oberfl.	7	0,70	52	5,36	34	3,52	8	0,83	0,01	0,03	0,26	0,34	0,78
Oberfl. Mittelwert		4	0,35	57	5,27	32	2,95	7	0,63	0,03	0,04	0,30	0,49	0,66
Oberfl. Standardabw.		2	0,13	4	1,20	5	0,91	2	0,19	0,03	0,02	0,11	0,20	0,19

Tab. 17: Mineralverteilung in der Tonfraktion (< 2µm) in einem glazialen **Diamiktit** aus der **Filchner Rinne** (südlich des Untersuchungsgebietes); am Ende der Tabelle sind die Mittelwerte und Standardabweichungen dieser Proben aufgeführt.

Stations-Nr.	Kern-Tiefe [cm]	Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
		[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
PS1017-1	0,35	5	0,42	58	4,76	24	1,95	13	1,08	0,05	0,04	0,57	0,63	0,92
PS1017-1	1,15	3	0,26	54	4,11	34	2,57	9	0,70	0,00	0,02	0,38	0,42	0,92
PS1017-1	1,95	2	0,14	51	4,78	40	3,74	7	0,66	0,01	0,00	0,33	0,37	0,88
PS1018-1	1,1	6	0,56	44	3,87	35	3,12	14	1,26	0,00	0,01	0,28	0,27	1,02
PS1018-1	1,31	7	0,46	41	2,90	38	2,66	14	0,99	0,02	0,01	0,30	0,35	0,85
PS1018-1	1,63	5	0,42	41	3,15	35	2,71	18	1,42	0,00	0,00	0,22	0,22	1,01
PS1019-1	0,26	3	0,22	49	3,44	36	2,55	12	0,84	0,00	0,01	0,49	0,54	0,91
PS1019-1	0,66	7	0,46	48	3,05	32	2,04	12	0,77	0,04	0,01	0,41	0,61	0,68
PS1019-1	1,28	7	0,53	50	3,58	26	1,89	17	1,21	0,00	0,02	0,45	0,52	0,87
PS1019-1	1,69	6	0,49	49	3,81	31	2,42	13	1,00	0,01	0,03	0,37	0,54	0,70
PS1400-1	0,75	2	0,25	58	7,44	34	4,31	6	0,79	0,03	0,03	0,40	0,71	0,56
PS1400-1	0,95	2	0,30	53	6,93	38	4,93	7	0,87	0,01	0,02	0,28	0,50	0,55
PS1400-1	1,15	2	0,20	56	6,68	32	3,83	10	1,25	0,03	0,03	0,30	0,61	0,48
PS1400-1	1,55	2	0,19	55	6,27	35	3,97	8	0,92	0,03	0,03	0,22	0,49	0,44
PS1400-1	1,75	1	0,06	58	6,61	32	3,68	9	1,07	0,05	0,03	0,28	0,51	0,54
PS1400-1	1,95	2	0,19	53	5,50	38	3,97	7	0,71	0,00	0,01	0,27	0,50	0,54
PS1400-1	2,15	1	0,10	60	7,51	31	3,93	8	0,99	0,02	0,02	0,29	0,54	0,53
PS1400-1	2,35	1	0,12	56	6,10	37	4,04	7	0,71	0,03	0,03	0,30	0,56	0,53
PS1400-1	2,56	3	0,22	55	4,90	31	2,74	12	1,10	0,04	0,03	0,31	0,59	0,52
PS1400-1	2,77	3	0,25	55	4,82	32	2,79	10	0,86	0,04	0,03	0,35	0,71	0,50
Glazial Mittelwert		4	0,29	52	5,01	34	3,19	11	0,96	0,02	0,02	0,34	0,51	0,70
Glazial Standardabw.		2	0,15	5	1,52	4	0,87	4	0,22	0,02	0,01	0,09	0,13	0,20

Tab. 18: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) und benthischen (*Cassidulina bionia*) Foraminiferen an der Station **PS1420**.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD-korreliert [cm]	IRD-Param. >2mm/10cm ³	Kies-Gehalt [%]	Sand-Gehalt [%]	Silt-Gehalt [%]	Ton-Gehalt [%]	δ ¹⁸ O N.pach. [‰]	δ ¹³ C N.pach. [‰]	δ ¹⁸ O C.bionia [‰]	δ ¹³ C C.bionia [‰]
0	0	8,3	9,4	81,7	6,0	2,8	3,691	1,129	3,829	1,249
5	5	5,0	5,5	79,5	8,5	6,4	3,901	1,276	3,785	1,395
11	11	3,3	3,4	58,2	24,1	14,3	3,623	1,032	3,788	1,374
18	18	2,8	12,3	59,7	17,4	10,6	3,887	0,921	4,138	1,286
25	25	0,3	1,0	43,9	34,0	21,1	3,606	1,104	--	--

Tab. 18: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ N.pach. [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ N.pach. [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ C.biora [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ C.biora [‰]
30	30	0,8	0,1	23,1	40,8	36,0	3,920	0,974	4,015	0,476
40	40	1,8	3,0	20,9	39,7	36,5	3,754	0,632	3,779	0,548
50	50	2,0	3,1	40,6	31,9	24,4	3,829	0,987	4,275	-0,098
42	62	3,0	8,6	38,1	28,9	24,4	4,238	0,481	4,458	-0,688
52	72	2,8	6,7	35,7	30,8	26,8	3,975	1,031	4,346	-0,044
62	82	0,8	2,0	23,7	36,1	38,2	4,076	0,799	4,063	-0,253
75	95	2,0	1,5	27,1	34,2	37,2	3,882	0,776	4,123	1,023
82	102	3,8	4,5	34,5	31,8	29,2	4,237	0,611	4,315	-0,064
110	130	2,5	5,7	34,3	31,5	28,5	4,186	0,739	4,188	-0,449
140	160	2,8	3,8	30,9	33,3	31,9	4,183	0,791	4,190	0,382
170	190	2,5	2,4	36,4	31,8	29,4	3,975	0,470	4,240	0,050
200	220	0,5	1,9	21,6	36,4	40,1	3,982	0,499	3,913	0,454
230	250	2,3	6,5	26,1	33,5	33,9	4,134	0,575	4,347	-0,503
260	280	1,5	4,4	33,5	32,0	30,1	4,210	0,713	3,708	-0,043
290	310	1,3	1,0	26,4	36,4	36,2	3,821	0,806	--	--
320	340	2,3	3,4	40,8	30,7	25,2	3,856	0,391	4,185	-0,048
335	355	0,0	0,1	2,7	40,7	56,6	3,806	0,729	4,114	0,487
345	365	1,0	1,1	6,3	36,1	56,5	3,869	0,409	4,348	0,697
355	375	0,5	1,0	6,6	42,6	49,9	3,984	0,557	4,185	-0,136
364	384	0,0	0,1	3,5	49,5	47,0	3,923	0,774	4,281	-0,062
376	396	0,0	0,0	5,3	52,2	42,5	3,898	0,716	4,205	-0,010

Tab. 19: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) Foraminiferen an der Station PS1494.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ N.pach. [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ N.pach. [‰]
0	0	1,7	0,4	97,4	1,4	0,8	3,741	1,109
5	5	0,8	0,1	97,7	2,0	0,2	3,611	1,123
9	9	0,3	0,1	85,0	11,6	3,3	5,105	1,837
13	13	0,5	0,1	79,8	15,4	4,7	3,800	1,152
20	20	0,0	0,1	63,9	28,7	7,4	3,709	1,177
27	27	0,0	2,1	50,2	39,6	8,1	3,759	1,067
31	31	0,0	0,1	21,3	62,2	16,4	--	--
36	36	0,0	0,5	21,4	45,9	32,3	--	--
40	40	0,0	0,1	27,1	39,6	33,3	--	--
6	45	0,8	0,1	24,4	39,7	35,7	3,695	1,105
11	50	3,8	7,5	44,7	26,2	21,5	4,215	1,303
20	59	4,8	9,4	43,5	25,8	21,3	3,844	1,101
30	69	4,5	4,0	46,4	27,3	22,2	4,071	1,025
50	89	5,3	5,5	45,6	26,6	22,4	3,968	1,070
70	109	5,0	2,7	46,7	27,5	23,1	3,837	1,111
90	129	4,0	5,0	44,9	27,1	23,0	3,810	0,940
110	149	4,0	2,0	47,2	27,4	23,4	3,848	0,970
130	169	3,3	3,6	48,3	26,3	21,8	3,725	0,965
150	189	3,5	3,9	45,7	27,2	23,2	3,726	1,110
170	209	3,8	3,7	45,6	27,4	23,3	3,857	0,684
190	229	3,3	2,1	46,3	27,9	23,8	3,865	0,149
212	251	5,0	3,5	46,0	27,3	23,2	3,870	1,048
234	273	4,0	5,2	45,3	26,9	22,6	4,301	0,228
256	295	4,8	3,8	46,5	27,3	22,5	3,778	0,890
278	317	5,0	5,1	44,8	27,1	23,0	4,017	0,026
301	340	2,3	5,7	44,9	27,4	22,1	3,670	0,322

Tab. 20: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung, statistische Korngrößenparameter und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) Foraminiferen an der Station PS1498.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- dian [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- fe	Kurto- sis	δ ¹⁸ O N.pach. [‰]	δ ¹³ C N.pach. [‰]
0	0	0,7	0,7	18,9	61,3	19,1	--	--	--	--	--	3,832	1,156
2	2	0,8	0,0	12,3	64,1	23,7	5,5	6,6	2,56	0,56	0,94	3,639	1,301
10	10	0,0	0,0	4,7	63,2	32,0	6,7	7,4	2,60	0,36	0,89	3,451	0,797
21	21	1,8	0,1	4,6	45,2	50,2	8,9	8,7	2,59	-0,15	0,75	2,862	0,434
15	25	1,0	0,1	4,9	47,3	47,7	9,0	8,7	2,55	-0,19	0,78	3,068	0,571
25	35	0,3	0,2	4,6	51,4	43,9	8,2	8,2	2,63	-0,01	0,74	3,022	0,486
35	45	0,3	0,1	0,9	51,6	47,5	8,7	8,5	2,45	-0,08	0,69	--	--
45	55	1,8	1,0	3,0	38,7	57,4	9,4	9,1	2,36	-0,23	0,85	--	--
51	61	0,0	0,0	0,5	51,7	47,9	8,7	8,6	2,42	-0,03	0,66	--	--
59	69	0,0	0,0	0,4	35,7	63,9	9,8	9,5	2,13	-0,21	0,76	3,219	0,738
65	75	0,5	0,0	0,5	43,2	56,3	9,3	9,1	2,16	-0,14	0,76	3,653	0,451
70	80	0,8	0,2	4,5	40,7	54,7	9,3	8,9	2,49	-0,25	0,79	--	--
76	86	0,3	0,0	0,7	38,9	60,4	9,7	9,3	2,26	-0,26	0,77	3,939	1,096
86	96	0,0	0,2	1,5	47,7	50,6	8,9	8,7	2,51	-0,12	0,71	3,587	0,790
96	106	1,0	0,2	3,9	40,6	55,3	9,5	9,1	2,46	-0,26	0,77	3,665	0,938
105	115	1,0	0,0	1,6	41,8	56,6	9,5	9,0	2,50	-0,27	0,74	--	--
115	125	1,3	0,3	0,7	47,7	51,4	9,2	8,9	2,40	-0,14	0,67	3,600	0,672
125	135	0,8	0,2	2,9	47,0	50,0	8,9	8,7	2,51	-0,12	0,71	4,538	0,655
135	145	0,5	0,2	1,1	43,8	55,0	9,1	8,9	2,29	-0,12	0,74	3,617	1,111
145	155	0,0	0,0	0,2	42,3	57,5	9,3	9,2	2,14	-0,11	0,73	4,489	0,262
155	165	0,0	0,0	0,8	36,4	62,9	9,7	9,5	2,02	-0,16	0,76	4,195	-0,047
160	170	0,8	0,1	2,1	39,9	57,9	9,3	9,1	2,30	-0,15	0,74	4,847	-0,241
165	175	0,5	0,2	1,9	35,9	62,0	9,3	9,2	2,18	-0,10	0,78	4,848	-0,040
175	185	0,5	0,0	0,2	40,9	59,0	9,3	9,2	2,17	-0,10	0,75	4,477	-0,647
185	195	0,0	0,0	0,1	39,9	60,0	9,5	9,2	2,17	-0,16	0,73	4,782	0,061
195	205	0,3	0,0	0,2	39,0	60,8	9,5	9,3	2,14	-0,15	0,77	--	--
205	215	0,3	0,4	0,5	36,8	62,2	9,8	9,5	2,15	-0,22	0,74	4,723	-0,033
213	223	0,0	0,0	0,2	39,3	60,6	9,3	9,2	2,17	-0,09	0,82	4,941	0,055
223	233	0,0	0,0	0,4	37,7	61,9	9,8	9,5	2,11	-0,21	0,75	4,550	-0,151
233	243	0,0	0,0	0,3	41,8	57,9	9,3	9,2	2,15	-0,10	0,74	4,298	-0,527
243	253	0,0	0,0	2,2	40,5	57,4	9,3	9,1	2,28	-0,13	0,73	4,412	-0,299
253	263	1,8	0,0	0,2	53,1	46,7	8,5	8,5	2,45	0,02	0,63	--	--
263	273	0,0	0,0	0,3	41,3	58,4	9,5	9,3	2,10	-0,15	0,74	4,474	-0,016
273	283	0,0	0,0	0,4	49,3	50,4	8,8	8,7	2,38	-0,03	0,70	--	--
283	293	0,3	0,3	1,1	41,3	57,2	9,3	9,2	2,17	-0,10	0,75	--	--
293	303	0,0	0,0	0,5	40,6	58,9	9,3	9,2	2,11	-0,08	0,77	4,878	0,230
303	313	0,5	0,0	0,3	38,7	61,1	9,4	9,2	2,15	-0,13	0,74	4,934	0,040
313	323	0,0	0,0	0,2	47,2	52,6	9,0	8,9	2,33	-0,08	0,70	5,004	-0,344
323	333	0,0	0,0	0,2	40,5	59,3	9,3	9,1	2,24	-0,13	0,69	--	--
333	343	0,0	0,0	0,3	39,7	60,1	9,5	9,3	2,17	-0,14	0,73	4,678	-0,202
343	353	0,0	0,0	0,3	36,3	63,4	9,5	9,3	2,13	-0,15	0,78	4,789	-0,050
353	363	0,0	0,0	0,4	40,8	58,8	9,3	9,1	2,13	-0,11	0,78	5,214	-0,863
363	373	0,5	0,0	1,7	35,3	63,0	9,5	9,2	2,18	-0,17	0,74	4,622	-0,312
373	383	0,0	0,0	0,3	41,9	57,9	9,3	9,2	2,15	-0,10	0,76	4,827	0,222
383	393	0,3	0,3	0,4	44,5	54,8	9,2	9,1	2,22	-0,09	0,71	4,569	0,057
393	403	0,0	0,0	0,3	40,8	58,9	9,3	9,2	2,17	-0,10	0,73	4,132	0,483
403	413	1,3	0,1	2,6	40,0	57,3	9,3	9,1	2,24	-0,15	0,78	4,750	0,051
413	423	0,0	0,0	1,2	36,8	62,1	9,3	9,2	2,17	-0,09	0,75	4,945	0,200
423	433	0,3	0,0	0,5	36,6	62,9	9,5	9,3	2,13	-0,15	0,74	4,638	-0,169
433	443	0,0	0,0	0,2	37,0	62,8	9,6	9,4	2,06	-0,16	0,79	4,598	-0,220
443	453	0,3	2,9	3,3	42,7	51,2	8,8	8,6	2,68	-0,16	0,84	4,820	-0,194
453	463	0,0	0,0	0,2	41,7	58,2	9,4	9,2	2,18	-0,13	0,76	4,816	-0,435
463	473	0,0	0,0	0,2	42,2	57,6	9,3	9,2	2,17	-0,09	0,75	4,691	-0,446
473	483	0,0	0,0	0,3	37,3	62,4	9,5	9,3	2,06	-0,12	0,77	4,722	-0,118
483	493	0,0	0,0	0,2	46,9	52,9	9,0	8,9	2,25	-0,07	0,73	4,742	-0,889
493	503	0,0	0,0	0,2	41,4	58,4	9,5	9,2	2,18	-0,17	0,74	4,591	-0,529
500	510	0,0	0,0	0,4	42,3	57,3	9,3	9,1	2,21	-0,10	0,72	4,909	-0,061
509	519	0,8	0,5	5,0	48,1	46,5	--	--	--	--	--	5,137	0,221
510	520	1,0	0,9	5,6	38,6	54,9	9,0	8,8	2,76	-0,20	0,88	5,036	-0,252
520	530	0,0	0,0	0,5	54,2	45,2	8,3	8,4	2,44	0,06	0,72	4,716	-0,476
530	540	0,3	0,0	1,2	44,0	54,8	9,3	8,9	2,44	-0,19	0,68	4,813	-0,466

Tab. 20: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- dian [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- fe	Kurto- sis	δ ¹⁸ O N.pach. [%]	δ ¹³ C N.pach. [%]
534	544	0,0	0,0	23,9	73,8	2,3	4,7	4,6	0,77	-0,10	1,18	4,802	-0,582
538	548	0,0	0,0	1,0	50,5	48,5	8,7	8,6	2,47	-0,06	0,70	4,688	-0,535
548	558	0,0	0,0	0,3	42,3	57,5	9,4	9,2	2,21	-0,14	0,72	4,904	-0,276
558	568	0,0	0,0	0,2	51,5	48,3	8,5	8,5	2,44	0,02	0,65	4,823	-0,251
568	578	0,0	0,0	0,5	53,9	45,6	8,3	8,4	2,41	0,05	0,70	4,991	-0,197
578	588	0,5	0,3	1,9	42,0	55,8	9,3	9,2	2,22	-0,11	0,78	4,829	-0,284
588	598	0,5	0,5	2,1	41,9	55,5	9,2	9,0	2,26	-0,11	0,80	4,803	-0,447
598	608	0,5	0,0	0,6	40,7	58,7	9,5	9,2	2,18	-0,17	0,76	5,079	-0,387
608	618	0,8	0,0	0,5	44,7	54,9	9,2	9,0	2,35	-0,12	0,74	4,972	-0,343
618	628	0,3	0,0	0,2	40,0	59,8	9,5	9,3	2,17	-0,14	0,75	4,980	-0,214
628	638	0,0	0,0	0,3	36,1	63,6	9,8	9,6	2,05	-0,15	0,76	5,063	0,073
638	648	0,3	0,0	0,3	46,8	52,9	9,1	9,0	2,33	-0,08	0,73	4,827	-0,139
648	658	0,0	0,0	0,3	40,0	59,7	9,7	9,4	2,14	-0,18	0,73	5,009	-0,122
658	668	0,0	0,0	0,2	49,2	50,6	8,8	8,7	2,32	-0,04	0,69	4,846	-0,279
668	678	0,0	0,0	0,3	37,8	61,9	9,7	9,5	2,07	-0,16	0,74	4,735	0,154
678	688	0,0	0,0	0,2	47,2	52,7	8,0	8,5	2,36	0,24	0,71	4,824	-0,169
688	698	0,3	0,2	1,8	44,5	53,5	9,2	8,9	2,37	-0,16	0,71	4,986	-0,397
698	708	0,0	0,0	0,2	41,0	58,8	9,5	9,3	2,15	-0,15	0,72	4,899	-0,068
708	718	0,0	0,0	0,2	38,2	61,6	9,8	9,5	2,15	-0,22	0,74	4,990	0,016
718	728	0,0	0,0	0,2	42,5	57,3	9,5	9,3	2,21	-0,16	0,72	4,908	-0,090
728	738	0,0	0,0	0,5	50,2	49,3	8,9	8,8	2,40	-0,07	0,67	4,947	0,037
739	749	0,3	0,0	0,4	40,7	58,9	9,6	9,3	2,26	-0,19	0,68	4,824	-0,234
750	760	0,5	0,0	0,3	46,8	52,9	9,2	9,0	2,36	-0,14	0,70	4,821	-0,277
754	764	12,8	13,8	76,8	5,7	3,6	0,3	0,5	2,03	0,39	1,76	4,771	-0,035
758	768	0,0	0,0	0,4	42,0	57,6	9,5	9,2	2,28	-0,18	0,73	4,718	-0,434
768	778	0,0	0,1	0,2	42,2	57,6	9,4	9,2	2,26	-0,12	0,72	4,507	0,113
778	788	0,0	0,0	0,3	38,8	60,9	9,6	9,3	2,14	-0,19	0,79	5,029	-0,210
788	798	0,0	0,0	0,2	36,2	63,6	9,7	9,4	2,18	-0,20	0,72	5,088	-0,514
798	808	0,0	0,0	0,2	43,4	56,4	9,5	9,2	2,25	-0,17	0,71	4,610	-0,150
808	818	0,0	0,1	0,2	43,1	56,5	9,3	9,1	2,17	-0,13	0,75	4,847	0,018
818	828	0,0	0,0	0,5	39,6	59,9	9,6	9,4	2,11	-0,16	0,75	5,112	-0,350
828	838	1,0	0,0	0,2	37,8	62,0	9,7	9,4	2,15	-0,19	0,74	5,204	-0,063
838	848	0,0	0,0	0,2	39,4	60,4	9,7	9,4	2,13	-0,20	0,74	--	--
848	858	0,0	0,0	0,2	41,5	58,2	9,7	9,4	2,30	-0,20	0,68	5,036	-0,423
858	868	0,0	0,0	0,4	42,7	56,9	9,5	9,2	2,26	-0,17	0,68	4,881	0,184
867	877	0,0	0,0	0,3	42,7	57,1	9,5	9,2	2,18	-0,17	0,72	5,109	-0,132
876	886	0,0	0,0	0,5	46,6	53,0	9,2	9,0	2,36	-0,12	0,68	5,440	-0,298
882	892	0,0	0,0	0,4	36,5	63,1	9,8	9,6	2,03	-0,18	0,75	4,960	-0,130
888	898	0,0	0,0	0,3	55,2	44,5	8,3	8,4	2,46	0,08	0,68	4,926	-0,132
895	905	0,0	0,0	0,8	43,1	56,1	9,4	9,1	2,36	-0,19	0,70	5,220	-0,078

Tab. 21: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung, statistische Korngrößenparameter und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) Foraminiferen an der Station PS1606.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- dian [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- fe	Kurto- sis	δ ¹⁸ O N.pach. [%]	δ ¹³ C N.pach. [%]
0	0	1,3	5,5	6,0	20,6	67,9	--	--	--	--	--	3,729	1,018
2	5	1,0	0,6	3,2	39,8	56,4	9,3	9,2	2,28	-0,15	0,86	3,579	1,019
8	11	0,8	0,3	4,6	41,1	54,0	9,2	8,9	2,44	-0,21	0,83	4,017	1,019
14	17	0,3	1,0	6,0	43,5	49,5	8,8	8,5	2,75	-0,19	0,84	3,631	0,976
19	22	3,0	1,4	7,1	42,7	48,8	8,7	8,5	2,91	-0,18	0,87	3,523	0,675
21	24	1,8	3,3	4,6	52,3	39,8	8,0	8,1	2,97	-0,07	0,95	--	--
23	26	1,3	0,8	4,1	44,7	50,5	8,8	8,6	2,57	-0,13	0,81	3,702	0,721
28	31	0,8	0,4	4,6	45,8	49,2	8,7	8,5	2,54	-0,12	0,79	4,091	0,826
38	41	0,5	14,7	2,8	34,3	48,2	8,7	7,6	4,44	-0,49	1,38	4,365	0,396
51	54	2,3	3,1	7,8	32,8	56,4	9,9	9,2	2,99	-0,52	1,42	3,917	0,621
63	66	0,0	0,0	0,3	43,8	55,8	9,2	9,0	2,26	-0,16	0,80	3,880	0,684

Tab. 21: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- dian [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- fe	Kurto- sis	δ ¹⁸ O N.pach. [‰]	δ ¹³ C N.pach. [‰]
76	79	1,8	0,0	0,8	59,0	40,2	7,8	8,2	2,24	0,26	0,74	4,576	0,345
81	84	0,3	0,4	5,4	33,1	61,2	9,6	9,3	2,43	-0,30	1,04	4,381	0,544
93	96	0,5	0,3	4,5	39,1	56,2	9,2	8,9	2,44	-0,21	0,88	--	--
105	108	2,3	4,5	12,7	36,0	46,8	8,6	7,9	3,66	-0,38	1,12	4,993	0,197
117	120	0,3	0,0	2,2	31,3	66,5	9,3	9,2	2,12	-0,12	0,85	4,506	0,386
123	126	0,8	0,1	6,5	38,0	55,5	9,3	8,9	2,56	-0,29	0,94	4,800	-0,301
134	137	0,5	0,1	80,5	9,0	10,4	2,3	3,2	2,57	0,64	2,03	4,983	-0,209
141	144	0,3	2,0	21,8	35,0	41,2	7,9	7,1	3,70	-0,25	0,84	4,607	-0,213
148	151	0,3	0,0	95,6	2,5	1,8	2,3	2,3	0,86	0,06	1,08	4,515	-0,055
153	156	0,0	0,0	95,8	2,2	2,1	2,3	2,3	0,69	0,16	0,98	4,605	-0,026
157	160	0,0	0,1	54,8	20,3	24,9	3,5	5,1	3,64	0,58	0,64	4,316	0,080
164	167	0,0	0,1	71,9	14,6	13,5	2,5	4,1	3,03	0,76	1,09	4,446	-0,286
169	172	0,0	0,0	35,0	63,2	1,8	4,3	4,3	0,75	0,13	1,14	4,831	-0,135
178	181	0,0	0,0	54,1	43,9	2,0	4,2	4,3	0,74	0,19	1,18	4,810	-0,213
188	191	0,0	0,0	51,0	37,1	11,9	4,3	4,8	1,88	0,61	2,40	4,834	-0,393
192	195	0,0	0,0	2,6	40,9	56,5	9,3	8,9	2,40	-0,23	0,82	4,837	-0,298
197	200	0,0	0,0	59,9	38,9	1,2	4,2	4,2	0,69	0,08	1,09	4,878	0,066
204	207	1,8	0,3	29,1	66,4	4,2	4,7	4,6	1,03	0,05	1,20	4,674	-0,182
207	210	2,0	0,2	7,1	31,5	61,2	9,5	9,2	2,45	-0,28	1,17	4,855	-0,065
210	213	1,0	0,3	5,7	33,6	60,4	--	--	--	--	--	5,094	0,211
216	219	0,8	1,6	16,2	42,6	39,6	7,8	7,6	3,26	-0,12	0,73	4,787	-0,043
219	222	0,0	0,0	46,7	35,3	18,1	4,3	5,6	2,99	0,60	1,02	4,733	-0,013
225	228	0,8	0,9	6,8	28,8	63,6	9,7	9,4	2,43	-0,32	1,16	4,900	-0,108
236	239	0,0	0,0	0,3	32,5	67,3	9,9	9,6	1,89	-0,23	0,83	5,090	-0,064
247	250	3,8	0,0	0,4	34,3	65,4	9,8	9,6	1,90	-0,19	0,77	4,849	-0,209
250	253	4,3	2,7	17,9	30,6	48,9	8,8	7,7	3,97	-0,42	0,96	4,782	-0,004
259	262	2,0	0,1	1,0	36,6	62,3	9,7	9,5	1,97	-0,17	0,64	4,811	-0,016
263	266	2,0	0,9	16,8	41,4	40,9	7,8	7,6	3,28	-0,13	0,78	4,674	-0,194
269	272	0,5	0,5	14,1	43,2	42,3	7,9	7,8	2,99	-0,07	0,84	4,549	0,157
281	284	1,0	2,6	7,5	43,9	46,0	8,3	8,2	2,89	-0,13	0,88	4,726	-0,052
287	290	3,0	6,0	21,5	50,2	22,4	5,5	6,0	3,66	0,08	1,17	4,602	0,011
294	297	2,3	0,0	0,9	50,1	49,0	8,6	8,6	2,33	0,00	0,70	4,947	-0,137
307	310	0,0	0,0	0,9	43,8	55,3	9,0	9,0	2,05	0,00	0,74	5,036	0,068
318	321	3,0	0,4	4,4	41,3	53,9	9,0	9,0	2,30	-0,09	0,92	4,825	-0,104
329	332	1,8	3,8	49,3	29,2	17,7	4,0	4,7	3,78	0,26	0,92	4,443	0,370
339	342	0,0	0,0	0,7	43,4	55,9	9,3	9,1	2,19	-0,14	0,78	4,608	0,192
352	355	0,5	0,3	0,5	47,5	51,7	9,0	9,0	2,14	-0,04	0,75	4,648	0,340
356	359	2,0	0,7	10,4	30,7	58,2	9,3	8,8	2,95	-0,37	1,05	4,462	0,358
372	375	2,3	0,9	9,3	35,6	54,2	9,0	8,7	2,90	-0,28	0,99	4,791	0,430
388	391	2,5	0,7	14,8	36,1	48,4	8,5	8,0	3,16	-0,27	1,01	4,439	0,140
401	404	1,8	1,4	26,9	34,1	37,7	7,2	7,1	3,51	-0,05	0,69	4,349	0,289
405	408	4,8	4,3	37,6	33,1	25,1	5,1	5,7	3,99	0,14	0,81	4,177	0,214
413	416	4,0	3,9	38,2	32,4	25,5	5,0	5,6	3,95	0,16	0,82	4,230	-0,221
423	426	6,5	4,7	35,9	33,2	26,3	5,2	5,7	3,99	0,10	0,84	4,245	-0,096

Tab. 22: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) Foraminiferen an der Station PS1607.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	δ ¹⁸ O N.pach. [‰]	δ ¹³ C N.pach. [‰]
0	0	8,0	25,2	53,1	12,9	8,8	3,758	1,190
4	4	0,8	2,1	57,2	24,9	15,8	3,768	1,152
13	13	0,3	0,1	10,3	43,9	45,7	--	--
21	21	0,3	0,0	1,4	40,9	57,7	--	--
32	32	1,5	1,2	8,1	39,7	51,1	4,282	0,915
42	42	1,0	2,5	4,3	40,2	53,1	4,188	0,906

Tab. 22: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	δ ¹⁸ O N.pach. [‰]	δ ¹³ C N.pach. [‰]
50	54	2,0	0,2	2,2	40,4	57,3	5,011	1,150
56	60	0,5	0,2	1,6	48,8	49,4	--	--
70	74	0,3	0,0	8,1	43,3	48,6	4,256	0,660
84	88	0,3	0,0	1,1	40,0	59,0	4,269	0,669
98	102	1,8	0,8	1,1	41,5	56,6	4,277	0,726
106	110	0,3	0,1	0,6	39,8	59,5	4,015	0,497
114	118	2,5	11,1	9,5	32,5	46,9	4,346	0,614
127	131	2,5	0,4	3,3	41,1	55,2	4,941	0,705
140	144	3,5	10,1	21,7	36,3	31,9	4,163	0,386
148	152	2,0	0,8	22,2	35,1	41,9	4,459	0,519
160	164	0,5	0,1	2,1	44,8	53,0	4,646	0,294
172	176	1,3	0,8	2,9	37,6	58,7	4,680	0,311
184	188	1,8	1,1	6,8	40,8	51,3	4,802	0,391
196	200	2,3	6,7	15,9	37,4	40,0	4,995	0,223
207	211	2,5	2,9	36,7	38,0	22,4	4,917	0,073
215	219	2,0	3,3	39,0	34,8	22,9	4,636	0,213
230	234	2,3	3,5	38,3	35,1	23,1	4,329	-0,253
245	249	2,0	3,5	39,2	33,9	23,4	4,565	-0,191
260	264	4,0	2,8	40,1	34,4	22,6	4,062	-0,156
280	284	4,0	5,1	38,1	34,2	22,6	4,313	-0,141
300	304	4,0	3,9	39,3	34,0	22,8	--	--
321	325	5,0	3,9	39,2	33,6	23,3	4,553	-0,499
342	346	3,8	7,9	39,8	29,8	22,5	4,705	-0,016
363	367	2,0	3,5	39,4	32,9	24,2	4,427	-0,135

Tab. 23: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung, statist. Korngrößenparameter und Verhältn. der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in plankt. (*Neogloboquadrina pachyderma*) und benth. (*Cassidulina biora*) Foram. an der Station PS1609.

Sedimentt. im K. [cm]	korrel. [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- dian [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- te [Phi°]	Kur- tosis [Phi°]	δ ¹⁸ O N.pachyd. [‰]	δ ¹³ C N.pachyd. [‰]	δ ¹⁸ O C.biora [‰]	δ ¹³ C C.biora [‰]
0	0	0,3	1,0	53,4	24,1	21,5	--	--	--	--	--	3,628	1,022	--	--
7	7	0,5	0,0	36,3	48,9	14,8	4,8	5,4	2,54	0,36	1,54	3,825	0,987	--	--
5	13	1,8	5,9	45,8	36,7	11,6	4,3	4,3	3,06	0,03	1,73	--	--	--	--
12	20	1,3	0,7	30,4	48,2	20,8	5,1	5,9	2,94	0,37	1,05	--	--	--	--
22	30	0,3	0,2	39,5	42,6	17,7	4,9	5,7	2,68	0,45	1,14	--	--	4,354	-0,814
27	35	0,3	0,1	61,5	28,9	9,6	3,8	4,2	1,97	0,49	1,66	3,748	1,241	4,371	-0,305
32	40	0,5	0,9	26,9	44,0	28,2	6,2	6,7	3,20	0,20	0,76	4,347	0,411	5,006	-0,708
42	50	0,0	0,1	45,2	36,5	18,2	4,8	5,6	2,96	0,41	0,88	4,082	0,518	5,029	-0,778
52	60	0,5	0,3	37,6	43,5	18,6	5,0	5,8	2,77	0,44	0,99	3,900	0,287	5,126	-1,097
62	70	0,3	0,2	38,6	43,4	17,8	4,9	5,7	2,76	0,46	1,06	--	--	4,946	-0,208
72	80	0,8	0,2	25,2	43,4	31,1	6,8	6,9	3,28	0,04	0,79	4,393	0,395	5,108	-0,806
81	89	0,5	2,0	21,0	45,9	31,1	6,8	7,0	3,32	0,05	0,84	3,947	0,261	5,103	-0,480
88	96	1,5	0,6	32,2	41,9	25,4	5,8	6,4	3,21	0,25	0,85	3,642	0,985	5,155	-0,665
93	101	0,8	0,2	12,0	45,8	42,0	8,0	8,1	2,84	-0,03	0,88	3,911	0,718	5,009	-0,424
104	112	0,0	0,0	2,3	51,1	46,7	8,7	8,8	2,30	0,01	0,76	3,912	0,593	4,990	-0,463
109	117	0,5	1,2	33,5	51,1	14,3	4,8	5,3	2,47	0,35	1,74	3,479	0,961	--	--
115	123	2,8	2,6	35,7	42,1	19,7	4,8	5,3	3,18	0,25	1,15	--	--	--	--
121	129	2,0	2,1	22,5	48,4	27,0	6,2	6,5	3,31	0,11	0,90	--	--	--	--
128	136	0,8	0,0	0,2	47,4	52,4	9,1	9,1	2,13	-0,03	0,74	4,463	0,441	5,042	-0,975
134	142	2,5	2,8	35,9	37,6	23,8	5,5	6,0	3,53	0,17	0,84	3,596	1,076	4,989	-0,006
140	148	0,8	0,0	28,1	55,0	16,9	4,9	5,6	2,58	0,44	1,50	3,644	0,990	4,222	0,544
149	157	0,0	0,0	29,5	54,6	15,9	5,2	5,5	2,99	0,20	1,44	3,763	1,159	--	--
155	163	0,3	0,5	40,3	41,6	17,6	4,9	5,3	3,22	0,20	1,16	--	--	--	--
161	169	3,3	2,0	49,1	31,1	17,8	4,3	5,0	3,44	0,29	0,94	3,473	0,961	--	--
168	176	1,8	4,1	54,7	32,8	8,4	4,1	4,2	2,26	0,15	2,36	3,530	0,928	--	--
176	184	0,8	2,1	25,6	43,4	28,9	6,3	6,7	3,23	0,15	0,78	--	--	4,725	0,240

Tab. 23: Fortsetzung.

Sedimentt. im K. korrel. [cm]	IRD- Param. [cm]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- Geh. [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- fe [Phi°]	Kur- tosis [Phi°]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pachyd.</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyd.</i> [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>C.biora</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.biora</i> [‰]	
180	188	0,0	0,0	0,2	48,1	51,7	8,9	8,9	2,14	0,01	0,77	4,465	0,563	5,076	-0,044
192	200	1,0	1,8	21,0	44,4	32,8	7,2	7,2	3,40	-0,05	0,87	4,147	0,259	5,117	-0,739
198	206	5,0	0,2	1,8	50,7	47,3	8,7	8,8	2,20	0,02	0,75	4,536	0,212	5,174	-0,224
204	212	0,5	0,0	0,4	51,7	47,9	8,8	8,8	2,17	0,00	0,75	4,530	0,463	5,008	-0,460
213	221	2,5	1,3	32,1	44,5	22,1	5,2	6,1	3,09	0,37	0,90	--	--	4,957	-0,632
227	235	1,0	0,4	5,9	52,5	41,2	8,1	8,3	2,47	0,06	0,81	--	--	4,983	-0,605
235	243	0,3	7,4	38,6	41,2	12,9	4,5	5,0	3,15	0,10	2,41	--	--	5,090	-0,642
243	251	1,5	0,1	5,8	46,0	48,2	8,8	8,9	2,56	-0,06	0,84	4,594	0,288	4,965	-0,543
251	259	1,0	1,6	45,9	38,5	14,0	4,5	5,1	2,76	0,35	1,49	--	--	4,620	-0,621
257	265	0,0	0,0	0,8	52,7	46,6	8,7	8,7	2,27	-0,01	0,74	4,268	0,096	5,132	-0,803
271	279	0,0	0,0	0,3	48,2	51,5	9,0	9,0	2,06	-0,03	0,77	4,664	0,307	5,118	-0,497
285	293	0,0	0,0	0,7	54,9	44,5	8,5	8,6	2,31	0,04	0,73	4,098	0,614	5,202	-0,812

Tab. 24: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung, statist. Korngrößenparameter und Verhältn. der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in plankt. (*Neogloboquadrina pachyderma*) und benth. (*Cassidulina biora*) Foram. an der Station PS1611.

Sedimentt. im K. korrel. [cm]	IRD- Param. [cm]	Kies- Geh. [%]	Sand- Geh. [%]	Silt- Geh. [%]	Ton- Geh. [%]	Me- Geh. [Phi°]	Mean [Phi°]	Sor- tier. [Phi°]	Schie- fe [Phi°]	Kur- tosis [Phi°]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pachyd.</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyd.</i> [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>C.biora</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.biora</i> [‰]	
0	0	4,0	5,6	82,0	9,2	3,2	--	--	--	--	3,679	1,050	3,986	1,491	
4	4	5,3	4,5	61,7	20,0	13,8	2,8	4,0	3,42	0,47	1,18	3,549	0,745	3,896	1,341
9	10	7,0	4,1	66,7	17,5	11,7	2,6	3,7	3,33	0,48	1,20	3,513	0,913	4,091	1,342
18	19	5,0	12,8	62,2	15,1	10,0	2,4	3,2	3,76	0,25	1,78	3,618	0,942	3,926	1,286
27	28	5,3	7,4	65,6	16,3	10,7	2,5	3,4	3,38	0,35	1,49	3,551	0,854	4,089	1,470
36	37	3,8	6,6	64,1	17,3	11,9	2,6	3,5	3,38	0,39	1,71	3,651	0,889	3,873	1,474
51	52	4,0	6,1	67,1	16,0	10,8	2,5	3,4	3,27	0,39	1,54	3,515	1,003	4,298	0,485
56	57	5,5	10,1	64,3	15,1	10,5	--	--	--	--	3,858	1,318	4,134	1,473	
71	72	4,3	5,2	66,9	16,8	11,1	2,7	3,7	3,20	0,43	1,28	3,612	0,958	3,900	1,494
85	86	4,0	6,7	59,7	20,2	13,4	2,8	3,9	3,64	0,38	1,22	3,608	0,942	4,043	1,283
90	91	4,0	4,5	53,0	23,4	19,1	3,4	4,7	3,79	0,42	0,85	3,678	0,875	4,256	0,484
95	96	4,5	4,2	64,7	18,7	12,3	2,7	3,7	3,17	0,47	1,25	3,578	0,951	4,013	1,269
103	104	3,8	6,6	60,8	19,6	13,0	2,7	3,7	3,38	0,40	1,52	3,602	0,908	4,140	0,727
113	114	5,3	9,9	63,3	15,7	11,1	2,6	3,3	3,47	0,27	1,84	3,561	0,878	4,178	0,766
117	118	3,3	5,5	55,7	21,8	17,0	3,1	4,4	3,84	0,43	1,09	3,643	1,019	4,464	0,363
125	126	4,5	6,0	53,6	22,5	17,8	3,2	4,5	3,93	0,39	1,02	3,562	0,733	4,116	1,083
134	135	4,8	4,7	55,5	22,9	17,0	3,2	4,5	3,75	0,42	1,02	3,840	0,849	4,238	0,971

Tab. 25: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) Foraminiferen an der Station PS1612.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	IRD- korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> [‰]
0	0	--	6,5	79,7	9,1	4,7	3,625	1,116
5	5	--	--	--	--	--	3,539	1,040
11	11	--	24,8	52,9	14,2	8,0	3,521	1,060
18	18	--	--	--	--	--	3,518	0,957
27	27	--	20,1	65,3	9,8	4,8	3,602	1,176
6	31	3,5	45,7	52,6	1,2	0,5	3,565	1,009
14	39	2,0	0,9	5,2	48,9	45,1	4,185	0,718
24	49	4,0	4,1	37,6	36,9	21,4	3,913	0,823
32	57	0,8	0,4	13,1	40,2	46,3	4,169	0,445
40	65	0,5	0,0	2,6	41,9	55,5	3,682	1,131
48	73	1,3	0,2	1,8	52,2	45,9	3,609	1,048

Tab. 25: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ N.pach. [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ N.pach. [‰]
56	81	2,8	2,8	50,9	23,4	22,9	4,850	-0,084
66	91	2,3	4,1	30,8	38,4	26,7	4,376	0,407
74	99	0,5	0,3	4,3	42,0	53,3	4,478	0,214
84	109	1,0	6,5	33,1	34,8	25,7	4,155	0,444
93	118	1,8	4,8	34,4	36,7	24,1	4,313	0,240
103	128	2,3	3,9	32,2	36,4	27,5	4,522	-0,221
113	138	0,8	0,8	18,2	42,5	38,5	4,689	-0,670
123	148	1,8	2,0	37,1	31,5	29,4	4,120	0,470
133	158	1,0	1,6	16,1	43,2	39,1	4,549	-0,033
143	168	0,0	0,0	1,0	44,8	54,2	4,901	-0,245
155	180	1,5	1,0	33,4	41,2	24,4	4,842	-0,277
165	190	2,3	8,2	52,1	22,6	17,0	4,294	-1,047
176	201	2,3	8,0	51,8	23,0	17,1	4,395	-1,797
188	213	2,3	5,3	54,5	22,7	17,6	4,291	-0,660

Tab. 26: IRD-Parameter, Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen (*Neogloboquadrina pachyderma*) Foraminiferen an der Station PS1613.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ N.pach. [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ N.pach. [‰]
0	0	0,3	0,0	96,5	2,6	0,9	3,641	1,070
6	6	0,0	0,0	28,2	43,4	28,5	3,848	0,918
9	9	0,0	0,0	68,8	26,5	4,7	3,550	0,901
13	13	0,0	0,0	1,2	51,1	47,7	3,855	1,059
23	23	0,0	0,0	0,3	48,8	50,9	3,756	0,996
31	31	0,0	0,0	14,8	73,6	11,6	3,588	0,671
35	35	0,0	0,0	0,8	50,3	48,9	3,763	0,794
42	42	0,0	0,0	5,5	47,7	46,7	3,814	0,627
40	47	0,0	0,0	14,5	29,5	56,0	--	--
45	52	0,0	0,0	0,9	48,4	50,7	3,668	0,927
56	63	0,0	0,0	0,2	46,7	53,1	3,828	0,896
67	74	0,0	0,0	1,5	56,7	41,8	3,909	0,817
79	86	0,0	0,0	8,4	41,9	49,7	3,974	1,110
91	98	0,0	0,0	2,8	35,1	62,1	2,960	0,052
102	109	0,0	0,0	0,7	42,1	57,2	3,443	0,755
113	120	0,5	0,1	13,1	39,8	47,1	3,987	1,033
130	137	0,3	0,0	4,5	39,9	55,6	--	--
140	147	0,0	0,1	57,4	26,7	15,9	3,732	0,956
152	159	0,0	0,0	6,1	58,1	35,9	4,026	0,696
170	177	0,0	0,0	11,3	51,7	37,0	4,186	1,023
180	187	2,3	0,1	40,6	28,8	30,5	3,897	1,132
194	201	1,0	0,0	6,8	46,4	46,8	4,122	0,678
210	217	1,0	0,0	16,1	38,6	45,2	3,831	0,986
219	226	0,8	0,1	68,0	17,0	14,9	--	--
228	235	0,8	0,7	66,4	17,7	15,2	--	--
238	245	0,5	0,0	50,7	23,2	26,1	4,621	0,494
243	250	1,3	2,1	73,9	11,5	12,5	--	--
255	262	1,3	0,0	1,3	47,0	51,6	4,730	0,435
265	272	0,0	0,0	0,1	39,7	60,2	4,437	0,246
278	285	0,0	0,0	0,3	38,4	61,3	4,973	0,029
290	297	1,0	0,0	0,5	43,5	56,0	4,849	0,193
296	303	4,0	2,0	31,1	35,0	32,0	4,683	0,028
310	317	2,5	1,3	5,0	37,4	56,4	4,814	-0,021
325	332	1,8	0,3	14,7	41,3	43,8	4,556	-0,559
340	347	1,8	0,0	2,5	38,8	58,7	4,494	0,104
355	362	2,5	0,0	0,8	42,4	56,8	3,641	0,898
370	377	0,0	0,0	0,3	45,2	54,6	3,482	0,847
381	388	2,8	0,0	0,3	39,8	59,9	4,033	0,325

Tab. 26: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	IRD- Param. [>2mm/10cm ³]	Kies- Gehalt [%]	Sand- Gehalt [%]	Silt- Gehalt [%]	Ton- Gehalt [%]	$\delta^{18}\text{O}$ N.pach. [‰]	$\delta^{13}\text{C}$ N.pach. [‰]
388	395	2,8	0,7	8,9	41,2	49,3	4,796	0,073
399	406	6,0	1,5	19,5	40,3	38,7	4,947	-0,077
410	417	2,5	1,0	12,8	39,1	47,1	5,066	-0,003
422	429	2,3	0,9	7,4	40,4	51,3	4,779	0,158
430	437	5,0	3,5	48,7	32,7	15,1	4,736	0,204
435	442	0,8	0,9	13,2	45,8	40,1	5,110	-0,030
450	457	2,5	1,3	19,7	39,2	39,8	5,213	-0,010
464	471	4,0	0,5	13,9	40,7	44,9	4,867	-0,235
476	483	2,0	0,5	16,6	44,7	38,2	5,001	-0,218
480	487	1,8	2,5	7,7	45,5	44,4	4,760	0,108
484	491	2,3	0,1	2,4	42,8	54,7	4,572	-0,036
497	504	1,8	0,0	2,1	43,8	54,1	4,878	-0,255
510	517	0,0	0,0	0,2	43,3	56,5	4,630	0,059
526	533	1,0	0,0	0,5	35,9	63,6	4,781	-0,045
541	548	0,0	0,0	0,2	39,2	60,6	4,861	-0,296
553	560	3,5	0,1	0,7	41,9	57,3	4,979	-0,069
563	570	0,8	0,1	0,6	39,1	60,2	4,949	-0,063
576	583	2,8	0,1	3,8	43,2	52,9	4,931	-0,145
591	598	0,3	0,0	1,7	37,8	60,5	4,859	-0,224
606	613	2,3	0,5	4,3	39,4	55,8	4,919	-0,079
620	627	0,8	1,6	9,9	39,6	49,0	4,658	-0,327
634	641	0,3	0,3	1,6	37,9	60,3	4,728	-0,135
648	655	1,0	0,0	1,4	43,0	55,6	4,063	-0,464
662	669	0,0	0,0	0,1	46,7	53,2	--	--
675	682	0,0	0,0	0,3	38,9	60,8	4,893	-0,277
689	696	0,0	0,0	0,2	36,0	63,8	--	--
701	708	2,3	0,9	6,2	36,8	56,1	5,033	-0,272
713	720	1,3	0,6	15,7	39,7	44,0	3,615	0,902

Tab. 27: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1420.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	Smektit [%] /MoS ₂	Illit [%] /MoS ₂	Chlorit [%] /MoS ₂	Kaolinit [%] /MoS ₂	Talk [%] /MoS ₂	Amph. [%] /MoS ₂	Quarz [%] /MoS ₂	Fdspt. [%] /MoS ₂	Quarz [%] /Fdspt.				
0	0	14	1,50	59	6,45	17	1,85	11	1,18	0,082	0,056	0,95	1,93	0,49
5	5	4	0,38	54	5,90	35	3,80	7	0,82	0,046	0,030	0,39	0,62	0,62
11	11	12	1,13	46	4,45	35	3,33	7	0,69	0,001	0,011	0,19	0,19	1,02
18	18	7	0,76	45	4,76	39	4,14	8	0,88	0,001	0,011	0,22	0,22	1,02
25	25	6	0,71	48	5,40	37	4,19	9	1,02	0,000	0,013	0,21	0,20	1,01
30	30	5	0,59	46	5,32	37	4,25	11	1,30	0,002	0,010	0,23	0,23	0,99
40	40	3	0,34	55	6,53	30	3,63	12	1,42	0,005	0,022	0,46	0,46	0,99
50	50	7	0,75	45	5,19	38	4,38	10	1,18	0,001	0,007	0,25	0,20	1,28
42	62	5	0,51	47	4,71	38	3,75	10	1,01	0,000	0,006	0,22	0,20	1,09
52	72	7	0,70	46	4,79	35	3,67	12	1,21	0,009	0,008	0,22	0,23	0,92
62	82	7	0,72	43	4,73	39	4,29	11	1,20	0,000	0,015	0,27	0,27	0,99
75	95	7	0,73	48	5,35	34	3,80	11	1,23	0,000	0,014	0,23	0,24	0,96
82	102	7	0,77	46	4,80	34	3,56	13	1,30	0,000	0,008	0,22	0,24	0,93
110	130	8	0,88	46	5,15	33	3,74	13	1,41	0,001	0,017	0,35	0,33	1,06
140	160	7	0,74	43	4,33	36	3,69	13	1,34	0,005	0,005	0,26	0,26	0,99
170	190	8	0,96	44	5,22	38	4,46	10	1,23	0,000	0,007	0,24	0,26	0,91
200	220	6	0,70	45	4,95	38	4,20	11	1,22	0,002	0,010	0,26	0,24	1,07
230	250	7	0,73	42	4,57	37	4,03	14	1,51	0,000	0,011	0,28	0,25	1,10
260	280	9	1,03	43	4,72	38	4,11	10	1,08	0,000	0,009	0,25	0,21	1,19
290	310	7	0,70	44	4,37	37	3,70	12	1,21	0,006	0,005	0,23	0,24	0,94
320	340	7	0,69	45	4,60	38	3,80	10	1,03	0,000	0,011	0,23	0,20	1,12
335	355	6	0,69	44	4,93	39	4,32	10	1,16	0,016	0,010	0,26	0,25	1,02
345	365	4	0,49	43	5,12	44	5,24	8	0,94	0,000	0,010	0,26	0,24	1,11
355	375	7	0,71	48	4,84	33	3,28	12	1,18	0,000	0,002	0,27	0,23	1,14
364	384	8	0,77	44	4,33	34	3,36	13	1,29	0,000	0,003	0,29	0,23	1,28
376	396	8	0,76	43	4,09	35	3,34	14	1,36	0,000	0,008	0,35	0,32	1,09

Tab. 28: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1498.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
0	0	13	1,56	63	7,31	19	2,18	5	0,62	0,187	0,085	0,39	1,49	0,26
2	2	6	0,70	61	7,07	32	3,69	1	0,09	0,200	0,081	0,21	0,76	0,28
10	10	5	0,50	59	5,84	34	3,31	2	0,17	0,163	0,059	0,24	0,65	0,37
21	21	7	0,65	69	6,56	18	1,73	7	0,62	0,186	0,052	0,31	0,75	0,41
15	25	6	0,72	64	7,22	24	2,78	6	0,66	0,133	0,061	0,25	0,64	0,40
25	35	6	0,61	56	5,59	33	3,30	5	0,47	0,110	0,051	0,23	0,50	0,46
35	45	11	1,08	53	5,11	31	3,02	5	0,49	0,059	0,027	0,38	0,54	0,70
45	55	8	0,90	50	5,32	32	3,38	10	1,06	0,000	0,016	0,31	0,31	1,00
51	61	7	0,65	53	5,21	29	2,85	12	1,13	0,001	0,017	0,39	0,42	0,93
59	69	10	0,97	51	4,92	29	2,75	10	0,99	0,007	0,006	0,43	0,43	1,01
65	75	7	0,70	49	4,68	37	3,49	7	0,62	0,023	0,013	0,39	0,39	1,02
70	80	6	0,70	56	6,30	32	3,65	6	0,62	0,191	0,053	0,21	0,62	0,35
76	86	7	0,76	54	6,32	34	4,04	6	0,66	0,078	0,031	0,22	0,39	0,56
86	96	7	0,77	52	5,64	32	3,47	10	1,05	0,063	0,014	0,32	0,46	0,69
96	106	8	0,92	51	5,78	34	3,81	7	0,80	0,081	0,027	0,18	0,33	0,55
105	115	8	0,87	55	5,85	31	3,28	7	0,72	0,185	0,037	0,20	0,50	0,41
115	125	7	0,69	51	5,33	35	3,66	7	0,74	0,049	0,013	0,17	0,27	0,65
125	135	5	0,59	56	6,23	34	3,83	4	0,49	0,091	0,052	0,26	0,50	0,51
135	145	6	0,65	48	5,01	38	3,91	8	0,78	0,032	0,016	0,34	0,36	0,95
145	155	6	0,58	50	5,17	33	3,44	11	1,10	0,024	0,013	0,34	0,31	1,08
155	165	5	0,65	50	6,08	33	4,03	11	1,30	0,027	0,032	0,37	0,41	0,91
160	170	6	0,70	52	6,48	32	4,01	11	1,40	0,017	0,013	0,32	0,38	0,85
165	175	8	0,94	48	5,57	33	3,89	11	1,33	0,002	0,015	0,27	0,28	0,94
175	185	8	0,87	46	5,28	35	4,00	12	1,33	0,000	0,009	0,28	0,39	0,73
185	195	7	0,74	47	4,98	33	3,50	13	1,32	0,013	0,017	0,33	0,35	0,94
195	205	5	0,55	47	4,93	37	3,87	10	1,08	0,001	0,004	0,25	0,29	0,89
205	215	9	0,92	49	4,97	31	3,16	10	1,04	0,000	0,023	0,38	0,40	0,95
213	223	6	0,60	52	5,37	32	3,30	11	1,13	0,000	0,020	0,32	0,30	1,08
223	233	6	0,58	45	4,42	39	3,87	11	1,04	0,015	0,009	0,31	0,32	0,95
233	243	10	0,99	48	4,95	32	3,25	11	1,14	0,000	0,029	0,34	0,30	1,13
243	253	5	0,48	53	5,16	31	3,01	11	1,02	0,004	0,010	0,32	0,29	1,11
253	263	8	0,86	46	5,22	37	4,16	10	1,17	0,000	0,019	0,24	0,28	0,85
263	273	6	0,67	47	5,46	34	3,97	13	1,44	0,001	0,012	0,26	0,22	1,21
273	283	6	0,70	47	5,25	37	4,08	10	1,12	0,000	0,005	0,27	0,28	0,97
283	293	7	0,70	47	4,89	35	3,61	12	1,26	0,001	0,004	0,21	0,21	1,01
293	303	10	1,06	48	5,11	31	3,31	12	1,28	0,000	0,008	0,32	0,35	0,89
303	313	5	0,51	48	5,27	40	4,40	8	0,90	0,000	0,005	0,30	0,26	1,14
313	323	7	0,75	51	5,39	31	3,22	11	1,16	0,000	0,013	0,38	0,38	1,00
323	333	5	0,57	51	5,76	35	3,97	8	0,92	0,001	0,015	0,34	0,27	1,28
333	343	8	0,88	46	5,15	36	4,09	11	1,19	0,004	0,021	0,30	0,31	0,98
343	353	8	0,93	47	5,41	33	3,85	12	1,37	0,014	0,006	0,33	0,33	1,00
353	363	8	0,88	50	5,68	32	3,67	10	1,17	0,000	0,019	0,31	0,32	0,94
363	373	9	1,01	51	5,82	30	3,38	11	1,26	0,000	0,011	0,41	0,47	0,88
373	383	5	0,51	51	5,79	37	4,13	8	0,88	0,003	0,012	0,27	0,28	0,96
383	393	8	0,87	49	5,26	34	3,65	9	0,96	0,030	0,020	0,32	0,51	0,63
393	403	8	0,85	45	4,97	36	4,00	12	1,36	0,000	0,014	0,30	0,35	0,85
403	413	4	0,47	50	5,37	35	3,79	11	1,13	0,031	0,004	0,32	0,34	0,92
413	423	8	0,83	49	5,06	31	3,21	12	1,24	0,002	0,019	0,33	0,41	0,80
423	433	4	0,46	57	6,13	31	3,30	8	0,88	0,010	0,019	0,36	0,40	0,90
433	443	6	0,60	55	5,70	31	3,20	8	0,87	0,000	0,015	0,31	0,30	1,04
443	453	4	0,44	55	5,63	31	3,16	9	0,94	0,024	0,015	0,35	0,39	0,89
453	463	7	0,74	46	5,18	38	4,22	10	1,10	0,001	0,019	0,27	0,32	0,84
463	473	6	0,66	50	5,43	31	3,42	13	1,41	0,006	0,012	0,23	0,24	0,92
473	483	8	0,86	49	5,37	33	3,63	10	1,08	0,001	0,013	0,34	0,34	1,01
483	493	5	0,58	55	6,15	30	3,28	10	1,11	0,009	0,014	0,32	0,36	0,87
493	503	6	0,66	53	6,14	34	3,89	7	0,82	0,026	0,019	0,26	0,34	0,78
500	510	8	0,83	46	5,12	35	3,85	12	1,28	0,000	0,017	0,28	0,27	1,01
509	519	6	0,63	51	5,79	39	4,46	4	0,46	0,142	0,042	0,14	0,38	0,36
510	520	8	0,93	50	5,91	35	4,12	7	0,83	0,117	0,030	0,19	0,39	0,49
520	530	10	1,08	50	5,28	31	3,24	9	0,99	0,000	0,018	0,35	0,35	0,99
530	540	8	0,81	49	4,99	33	3,34	11	1,09	0,006	0,020	0,32	0,38	0,83
534	544	6	0,50	47	3,93	43	3,56	4	0,37	0,000	0,026	0,26	0,21	1,21
538	548	7	0,76	47	5,37	38	4,32	9	0,97	0,000	0,020	0,24	0,24	1,02

Tab. 28: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
548	558	8	0,85	48	5,25	36	3,94	9	1,00	0,000	0,015	0,26	0,25	1,05
558	568	8	0,83	46	4,94	35	3,73	11	1,14	0,001	0,005	0,26	0,29	0,91
568	578	8	0,80	48	4,68	31	3,04	12	1,20	0,000	0,004	0,29	0,29	1,00
578	588	4	0,48	52	6,11	37	4,32	8	0,92	0,033	0,017	0,24	0,38	0,63
588	598	8	0,91	44	4,84	36	3,93	11	1,23	0,012	0,017	0,24	0,29	0,81
598	608	9	0,92	49	5,25	31	3,30	11	1,19	0,025	0,012	0,27	0,24	1,13
608	618	5	0,49	55	5,49	32	3,20	8	0,75	0,031	0,013	0,35	0,39	0,91
618	628	8	0,84	48	4,92	34	3,48	9	0,93	0,021	0,020	0,30	0,37	0,80
628	638	5	0,57	57	6,66	35	4,06	4	0,44	0,082	0,044	0,29	0,51	0,58
638	648	9	1,01	47	5,16	33	3,58	12	1,28	0,002	0,016	0,32	0,34	0,94
648	658	7	0,91	46	6,02	35	4,49	12	1,58	0,008	0,004	0,34	0,31	1,09
658	668	8	0,90	52	5,58	32	3,45	8	0,89	0,003	0,002	0,34	0,37	0,90
668	678	7	0,71	47	5,07	33	3,53	13	1,37	0,000	0,008	0,26	0,35	0,74
678	688	6	0,61	49	4,91	34	3,41	10	1,02	0,008	0,003	0,33	0,29	1,15
688	698	5	0,54	49	4,91	36	3,61	10	1,01	0,004	0,007	0,29	0,26	1,12
698	708	8	0,85	48	5,09	33	3,45	11	1,14	0,000	0,021	0,31	0,28	1,13
708	718	9	0,85	47	4,69	37	3,71	7	0,74	0,014	0,025	0,42	0,39	1,08
718	728	9	0,93	49	5,21	34	3,63	9	0,98	0,000	0,023	0,39	0,35	1,09
728	738	8	0,85	47	4,96	33	3,42	12	1,24	0,000	0,015	0,34	0,32	1,05
739	749	7	0,72	50	5,44	31	3,35	12	1,31	0,000	0,014	0,26	0,31	0,85
750	760	8	0,82	47	5,09	36	3,96	9	1,00	0,002	0,013	0,28	0,30	0,94
754	764	3	0,27	53	5,76	43	4,67	2	0,17	0,088	0,055	0,33	0,99	0,33
758	768	7	0,80	46	5,06	38	4,18	10	1,08	0,007	0,013	0,23	0,36	0,65
768	778	7	0,73	46	4,68	36	3,72	11	1,13	0,000	0,012	0,25	0,25	1,00
778	788	9	0,95	45	4,99	35	3,89	11	1,21	0,001	0,018	0,22	0,27	0,81
788	798	7	0,73	49	5,14	31	3,23	13	1,33	0,038	0,014	0,28	0,34	0,82
798	808	8	0,78	51	5,16	30	3,02	11	1,11	0,000	0,006	0,35	0,29	1,20
808	818	7	0,68	45	4,77	38	3,95	11	1,14	0,011	0,014	0,21	0,25	0,83
818	828	8	0,86	46	5,10	37	4,10	10	1,06	0,000	0,012	0,25	0,30	0,86
828	838	6	0,62	48	5,17	36	3,91	11	1,19	0,005	0,006	0,23	0,27	0,85
838	848	8	0,93	46	5,09	37	4,12	9	1,03	0,027	0,016	0,32	0,35	0,89
848	858	8	0,82	50	5,29	32	3,43	11	1,12	0,010	0,025	0,28	0,36	0,79
858	868	9	0,96	44	4,58	34	3,53	13	1,40	0,009	0,023	0,29	0,33	0,88
867	877	8	0,76	50	4,99	31	3,12	12	1,17	0,005	0,025	0,36	0,42	0,84
876	886	6	0,68	48	5,40	35	4,00	11	1,21	0,021	0,018	0,27	0,36	0,74
882	892	5	0,54	53	5,77	33	3,63	8	0,91	0,001	0,020	0,35	0,44	0,80
888	898	8	0,78	52	5,49	30	3,19	10	1,02	0,017	0,014	0,38	0,44	0,85
895	905	5	0,58	53	5,71	33	3,54	8	0,85	0,018	0,018	0,35	0,38	0,94

Tab. 29: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1606.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
0	0	10	0,82	76	6,16	8	0,62	6	0,47	0,293	0,142	0,42	2,20	0,19
2	5	6	0,75	66	7,78	27	3,18	1	0,12	0,309	0,109	0,13	0,91	0,14
8	11	8	1,04	63	7,79	25	3,06	3	0,42	0,279	0,083	0,26	0,96	0,27
14	17	9	1,11	62	7,78	26	3,28	3	0,33	0,221	0,103	0,23	0,87	0,26
19	22	8	0,99	59	7,21	28	3,35	5	0,62	0,136	0,056	0,22	0,57	0,38
21	24	10	1,07	57	6,20	29	3,14	5	0,51	0,140	0,060	0,17	0,59	0,30
23	26	11	1,25	61	6,96	23	2,59	6	0,70	0,237	0,056	0,26	0,72	0,37
28	31	8	0,94	59	6,64	27	3,04	6	0,64	0,136	0,076	0,26	0,73	0,36
38	41	8	1,00	56	6,81	32	3,86	5	0,59	0,176	0,046	0,25	0,58	0,43
51	54	10	0,95	46	4,53	36	3,60	9	0,85	0,049	0,027	0,30	0,40	0,77
63	66	7	0,96	47	6,32	35	4,64	11	1,46	0,001	0,014	0,22	0,22	1,00
76	79	8	0,92	49	5,72	31	3,62	12	1,41	0,004	0,027	0,30	0,30	1,00
81	84	9	1,15	54	6,71	35	4,36	2	0,30	0,275	0,066	0,11	0,54	0,21
93	96	8	1,00	54	6,77	33	4,13	6	0,70	0,153	0,057	0,20	0,57	0,35
105	108	7	0,83	49	5,87	37	4,39	7	0,81	0,125	0,030	0,23	0,37	0,62

Tab. 29: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
117	120	6	0,68	51	6,32	35	4,37	8	1,00	0,032	0,022	0,25	0,43	0,58
132	135	7	0,81	52	6,46	34	4,26	7	0,86	0,023	0,029	0,24	0,36	0,66
134	137	6	0,73	52	6,72	37	4,80	6	0,78	0,021	0,027	0,42	0,63	0,66
141	144	5	0,58	51	6,14	36	4,36	8	0,97	0,065	0,028	0,20	0,38	0,54
148	151	5	0,52	52	5,56	38	4,05	6	0,60	0,068	0,011	0,46	0,66	0,71
153	156	5	0,63	52	6,54	33	4,09	10	1,31	0,042	0,018	0,37	0,66	0,57
157	160	6	0,68	48	5,92	37	4,58	10	1,19	0,017	0,006	0,26	0,31	0,83
164	167	6	0,67	48	5,38	35	3,94	11	1,17	0,015	0,006	0,24	0,26	0,92
169	172	5	0,54	52	5,46	34	3,57	9	0,94	0,023	0,023	0,15	0,25	0,59
178	181	7	0,78	49	5,97	37	4,43	8	0,94	0,076	0,026	0,40	0,68	0,59
188	191	4	0,47	55	7,04	36	4,67	6	0,74	0,093	0,061	0,23	0,71	0,32
192	195	5	0,59	52	6,35	33	4,05	10	1,28	0,000	0,019	0,25	0,32	0,77
197	200	6	0,61	49	5,48	40	4,49	5	0,59	0,028	0,027	0,16	0,29	0,54
204	207	6	0,76	54	6,78	34	4,24	6	0,79	0,050	0,045	0,24	0,49	0,49
207	210	5	0,63	61	8,53	33	4,66	1	0,18	0,203	0,093	0,20	0,98	0,20
210	213	2	0,24	66	9,01	30	4,17	2	0,33	0,145	0,069	0,15	0,57	0,26
216	219	6	0,78	51	6,39	41	5,15	2	0,28	0,260	0,056	0,11	0,52	0,21
219	222	8	0,97	50	6,05	39	4,67	3	0,42	0,153	0,042	0,20	0,45	0,44
225	228	2	0,19	67	7,25	29	3,17	2	0,21	0,174	0,079	0,22	0,89	0,25
236	239	2	0,19	71	7,41	25	2,67	2	0,24	0,164	0,076	0,32	0,81	0,39
247	250	3	0,35	62	6,70	32	3,49	3	0,30	0,150	0,066	0,20	0,69	0,29
250	253	6	0,75	53	6,83	38	4,86	3	0,35	0,294	0,082	0,16	0,84	0,19
259	262	1	0,15	68	8,73	30	3,88	0	0,05	0,194	0,063	0,22	0,81	0,27
263	266	6	0,67	62	7,19	28	3,29	4	0,44	0,124	0,085	0,23	0,89	0,26
269	272	7	0,81	51	6,02	34	4,05	8	0,91	0,052	0,021	0,26	0,43	0,59
281	284	8	0,91	56	6,66	28	3,29	9	1,10	0,021	0,023	0,31	0,53	0,58
287	290	6	0,76	51	6,14	34	4,06	8	1,00	0,021	0,001	0,29	0,45	0,64
294	297	8	0,92	51	5,88	31	3,60	10	1,09	0,006	0,020	0,31	0,42	0,75
307	310	8	0,97	49	5,82	32	3,82	10	1,22	0,034	0,014	0,27	0,43	0,62
318	321	8	0,93	53	5,86	29	3,16	10	1,13	0,037	0,017	0,33	0,47	0,71
329	332	8	0,91	51	6,02	29	3,45	12	1,45	0,002	0,025	0,28	0,29	0,95
339	342	8	0,98	50	6,11	35	4,30	8	0,96	0,014	0,023	0,31	0,34	0,91
352	355	9	0,98	49	5,60	36	4,18	7	0,79	0,017	0,028	0,22	0,35	0,63
356	359	7	0,88	70	8,43	18	2,19	5	0,56	0,274	0,131	0,22	1,13	0,19
372	375	9	1,06	67	7,60	22	2,42	2	0,20	0,229	0,116	0,19	0,95	0,20
388	391	7	0,75	61	6,81	31	3,46	1	0,13	0,227	0,074	0,11	0,64	0,16
401	404	6	0,60	58	5,98	33	3,40	3	0,27	0,110	0,036	0,12	0,43	0,27
405	408	6	0,66	50	5,72	37	4,26	7	0,85	0,015	0,015	0,18	0,19	0,96
413	416	5	0,63	50	5,98	37	4,40	8	0,90	0,000	0,013	0,19	0,20	0,93
423	426	6	0,71	51	6,23	35	4,24	8	1,02	0,000	0,006	0,20	0,22	0,91

Tab. 30: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1607.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
0	0	16	1,29	63	5,03	17	1,33	5	0,37	0,210	0,074	0,48	1,36	0,35
4	4	5	0,58	54	5,91	38	4,20	2	0,25	0,125	0,036	0,17	0,44	0,38
13	13	8	0,76	51	4,92	36	3,45	6	0,58	0,039	0,022	0,18	0,33	0,56
21	21	6	0,65	49	4,91	37	3,73	8	0,76	0,050	0,025	0,21	0,28	0,74
32	32	9	1,02	44	4,71	35	3,75	12	1,33	0,019	0,021	0,36	0,40	0,89
42	42	10	1,01	44	4,49	34	3,42	12	1,26	0,007	0,012	0,30	0,34	0,87
50	54	5	0,60	45	5,04	38	4,26	12	1,34	0,000	0,002	0,31	0,31	1,01
56	60	6	0,73	53	6,16	36	4,17	5	0,55	0,139	0,037	0,14	0,41	0,34
70	74	8	0,89	46	5,21	36	4,09	9	1,05	0,002	0,013	0,24	0,26	0,90
84	88	8	0,77	48	4,88	34	3,50	10	1,04	0,006	0,017	0,20	0,24	0,83
98	102	15	1,43	43	4,21	32	3,19	10	1,01	0,019	0,011	0,38	0,52	0,74

Tab. 30: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
106	110	7	0,68	48	4,97	31	3,14	14	1,49	0,004	0,007	0,34	0,40	0,84
114	118	4	0,43	46	5,07	39	4,26	11	1,15	0,023	0,017	0,31	0,38	0,82
127	131	5	0,54	46	5,14	39	4,36	11	1,22	0,002	0,009	0,21	0,24	0,87
140	144	5	0,65	46	5,88	39	4,92	10	1,32	0,000	0,018	0,26	0,25	1,02
148	152	5	0,57	52	6,15	36	4,24	7	0,86	0,227	0,043	0,15	0,51	0,30
160	164	8	0,79	44	4,30	38	3,75	10	0,95	0,000	0,011	0,22	0,27	0,82
172	176	7	0,71	44	4,60	39	4,08	11	1,16	0,014	0,012	0,23	0,26	0,88
184	188	9	0,86	42	4,07	40	3,92	9	0,93	0,016	0,017	0,21	0,23	0,90
196	200	4	0,44	47	5,61	41	4,93	8	0,91	0,041	0,017	0,25	0,29	0,89
207	211	9	0,94	41	4,49	37	4,00	13	1,42	0,010	0,011	0,25	0,28	0,88
215	219	4	0,46	45	4,82	38	4,09	12	1,33	0,000	0,008	0,28	0,25	1,10
230	234	6	0,67	44	5,05	38	4,29	12	1,41	0,000	0,010	0,25	0,20	1,27
245	249	4	0,47	46	5,20	40	4,51	10	1,14	0,000	0,005	0,28	0,30	0,96
260	264	6	0,61	43	4,66	39	4,24	12	1,28	0,000	0,007	0,24	0,23	1,03
280	284	5	0,50	44	4,58	40	4,16	11	1,16	0,000	0,005	0,23	0,19	1,17
300	304	4	0,49	46	5,27	37	4,16	13	1,46	0,000	0,008	0,28	0,23	1,18
321	325	4	0,37	45	4,72	39	4,12	12	1,27	0,001	0,010	0,22	0,20	1,08
342	346	6	0,62	45	5,03	37	4,12	12	1,30	0,000	0,005	0,21	0,17	1,26
363	367	5	0,56	45	4,68	39	4,04	11	1,19	0,000	0,002	0,20	0,19	1,05

Tab. 31: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1609.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
0	0	18	1,39	55	4,20	20	1,54	8	0,58	0,020	0,020	0,60	0,87	0,69
7	7	9	0,94	48	5,16	32	3,44	11	1,18	0,002	0,017	0,34	0,34	1,00
5	13	10	1,01	45	4,67	36	3,65	9	0,96	0,004	0,016	0,26	0,30	0,87
12	20	8	0,81	49	4,77	32	3,12	11	1,03	0,007	0,006	0,39	0,34	1,17
22	30	8	0,86	48	5,00	32	3,29	13	1,30	0,006	0,010	0,34	0,37	0,91
27	35	8	0,80	51	5,36	29	3,05	13	1,40	0,016	0,011	0,37	0,44	0,84
32	40	6	0,68	48	5,37	34	3,84	12	1,34	0,000	0,003	0,31	0,22	1,46
42	50	7	0,77	49	5,68	34	3,93	11	1,31	0,000	0,004	0,23	0,22	1,06
52	60	9	0,87	50	5,17	29	2,93	12	1,27	0,001	0,013	0,39	0,37	1,06
62	70	8	0,91	47	5,16	33	3,61	12	1,28	0,005	0,010	0,30	0,27	1,11
72	80	10	1,11	47	5,34	32	3,63	11	1,22	0,001	0,011	0,31	0,31	1,01
81	89	9	0,97	48	5,38	34	3,86	9	1,03	0,003	0,016	0,34	0,35	0,97
88	96	9	1,02	49	5,62	34	3,92	8	0,92	0,003	0,015	0,23	0,25	0,95
93	101	8	0,97	46	5,53	33	3,94	13	1,56	0,000	0,007	0,34	0,33	1,02
104	112	11	1,34	43	5,29	35	4,31	11	1,39	0,000	0,012	0,29	0,28	1,04
109	117	10	1,15	51	5,74	29	3,21	10	1,17	0,029	0,024	0,44	0,53	0,83
115	123	10	1,18	51	6,12	28	3,36	12	1,40	0,029	0,014	0,37	0,42	0,89
121	129	10	1,23	51	6,17	29	3,52	10	1,23	0,001	0,021	0,46	0,43	1,08
128	136	10	1,09	45	5,13	32	3,63	14	1,59	0,003	0,020	0,29	0,29	1,00
134	142	11	1,06	47	4,72	30	3,02	12	1,20	0,000	0,009	0,30	0,26	1,15
140	148	7	0,73	51	5,34	33	3,48	10	1,01	0,002	0,009	0,21	0,23	0,90
149	157	8	0,79	49	4,96	33	3,34	10	0,99	0,000	0,005	0,25	0,21	1,23
155	163	7	0,80	49	5,21	33	3,53	11	1,18	0,000	0,012	0,31	0,32	0,96
161	169	9	0,92	50	5,10	31	3,12	11	1,10	0,060	0,031	0,35	0,32	1,12
168	176	6	0,63	52	5,36	33	3,40	10	1,02	0,035	0,025	0,34	0,42	0,81
176	184	10	1,19	49	5,69	29	3,40	12	1,37	0,004	0,025	0,37	0,46	0,80
180	188	11	1,22	48	5,49	30	3,48	11	1,29	0,000	0,016	0,40	0,43	0,92
192	200	10	1,11	49	5,38	28	3,03	13	1,45	0,001	0,014	0,38	0,42	0,91
198	206	9	0,95	45	4,91	33	3,62	13	1,35	0,000	0,005	0,25	0,25	0,97
204	212	13	1,47	48	5,61	28	3,29	12	1,38	0,000	0,015	0,35	0,36	0,95
213	221	7	0,76	50	5,43	29	3,10	14	1,57	0,000	0,020	0,39	0,41	0,97

Tab. 31: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
227	235	13	1,53	50	6,04	27	3,32	10	1,21	0,000	0,030	0,45	0,55	0,81
235	243	9	0,99	48	5,37	31	3,50	12	1,33	0,000	0,011	0,31	0,28	1,09
243	251	9	1,09	49	5,75	30	3,51	11	1,28	0,000	0,003	0,34	0,36	0,93
251	259	9	1,06	51	5,77	29	3,26	10	1,14	0,000	0,006	0,52	0,50	1,03
257	265	10	1,18	51	6,05	28	3,26	12	1,36	0,000	0,015	0,42	0,33	1,25
271	279	8	0,91	47	5,50	32	3,72	13	1,56	0,001	0,010	0,28	0,22	1,29
285	293	9	1,12	48	5,98	31	3,87	12	1,50	0,000	0,015	0,27	0,28	0,96

Tab. 32: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1611.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
0	0	13	1,03	59	4,73	15	1,18	13	1,07	0,012	0,031	0,88	1,12	0,79
4	4	6	0,63	51	4,94	35	3,36	8	0,81	0,000	0,018	0,45	0,44	1,03
9	10	7	0,63	46	4,42	38	3,64	10	1,00	0,000	0,006	0,19	0,24	0,77
18	19	8	0,82	47	4,88	35	3,55	10	1,04	0,003	0,011	0,26	0,24	1,11
27	28	7	0,66	48	4,78	36	3,62	10	1,01	0,021	0,007	0,27	0,33	0,81
36	37	6	0,56	48	4,89	38	3,90	9	0,90	0,004	0,013	0,28	0,32	0,89
51	52	7	0,70	49	5,10	31	3,22	13	1,38	0,004	0,011	0,28	0,33	0,84
56	57	5	0,45	51	5,15	35	3,48	10	0,97	0,000	0,007	0,30	0,23	1,28
71	72	6	0,65	48	4,89	36	3,65	10	1,04	0,000	0,003	0,29	0,29	0,99
85	86	8	0,75	47	4,75	36	3,60	9	0,92	0,000	0,014	0,25	0,27	0,94
90	91	8	0,80	48	4,81	33	3,31	12	1,19	0,006	0,011	0,22	0,23	0,95
95	96	9	0,86	48	4,82	32	3,24	11	1,14	0,009	0,005	0,32	0,39	0,82
103	104	5	0,50	50	4,53	33	3,05	12	1,07	0,002	0,015	0,42	0,33	1,27
113	114	7	0,72	50	5,14	30	3,06	13	1,36	0,017	0,022	0,41	0,39	1,04
117	118	9	0,89	54	5,63	26	2,74	11	1,17	0,000	0,009	0,46	0,45	1,02
125	126	9	0,93	47	4,84	32	3,34	12	1,23	0,000	0,008	0,33	0,40	0,84
134	135	7	0,66	49	4,96	35	3,54	10	1,05	0,000	0,009	0,26	0,24	1,08

Tab. 33: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1613.

Sedimenttiefe		Smektit		Illit		Chlorit		Kaolinit		Talk	Amph.	Quarz	Fdspt.	Quarz
im Kern	korreliert	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	[%]	/MoS ₂	/Fdspt.				
[cm]	[cm]													
0	0	11	0,81	58	4,13	22	1,54	9	0,62	0,014	0,043	0,52	0,85	0,61
6	6	7	0,74	51	5,52	36	3,89	6	0,68	0,004	0,014	0,24	0,27	0,91
9	9	8	0,80	46	4,69	37	3,75	9	0,97	0,000	0,017	0,45	0,51	0,89
13	13	6	0,60	49	5,14	38	3,98	7	0,78	0,000	0,007	0,27	0,24	1,12
23	23	7	0,73	51	5,27	29	3,00	13	1,32	0,000	0,012	0,40	0,33	1,23
31	31	7	0,63	50	4,74	35	3,36	8	0,78	0,000	0,009	0,27	0,21	1,27
35	35	9	0,98	49	5,23	31	3,35	10	1,08	0,000	0,007	0,35	0,33	1,07
42	42	7	0,59	50	4,25	35	2,96	8	0,63	0,009	0,009	0,20	0,22	0,90
40	47	6	0,60	51	5,17	34	3,43	9	0,95	0,000	0,013	0,29	0,28	1,07
45	52	7	0,63	49	4,73	33	3,23	11	1,06	0,000	0,003	0,26	0,22	1,19
56	63	8	0,81	47	4,87	34	3,46	11	1,15	0,000	0,008	0,30	0,23	1,31

Tab. 33: Fortsetzung.

Sedimenttiefe

im Kern [cm]	korreliert [cm]	Smektit [%] /MoS ₂	Illit [%] /MoS ₂	Chlorit [%] /MoS ₂	Kaolinit [%] /MoS ₂	Talk /MoS ₂	Amph. /MoS ₂	Quarz /MoS ₂	Fdspt. /MoS ₂	Quarz /Fdspt.
67	74	7 0,60	48 4,34	32 2,89	13 1,16	0,000	0,005	0,24	0,22	1,09
79	86	6 0,70	45 5,16	39 4,39	10 1,12	0,007	0,013	0,27	0,35	0,77
91	98	5 0,53	50 5,15	35 3,55	10 0,99	0,001	0,005	0,26	0,25	1,02
102	109	6 0,73	48 5,60	37 4,27	9 1,03	0,000	0,015	0,26	0,25	1,05
113	120	8 0,77	47 4,67	38 3,75	8 0,78	0,018	0,019	0,28	0,33	0,84
130	137	2 0,22	54 5,10	36 3,40	8 0,76	0,007	0,013	0,21	0,22	0,97
140	147	5 0,50	48 4,69	39 3,81	8 0,82	0,014	0,013	0,23	0,25	0,91
152	159	5 0,47	48 4,48	37 3,40	10 0,90	0,002	0,008	0,23	0,22	1,08
170	177	6 0,51	48 4,47	37 3,41	9 0,85	0,006	0,007	0,20	0,21	0,96
180	187	4 0,34	47 4,11	39 3,43	10 0,83	0,006	0,002	0,20	0,26	0,77
194	201	7 0,64	48 4,39	37 3,33	8 0,74	0,001	0,010	0,23	0,25	0,94
210	217	7 0,78	48 5,22	37 4,09	8 0,87	0,084	0,019	0,27	0,41	0,66
219	226	6 0,70	48 5,36	39 4,38	7 0,83	0,089	0,033	0,21	0,44	0,48
228	235	8 0,92	49 5,60	33 3,73	10 1,08	0,048	0,022	0,31	0,48	0,66
238	245	8 0,74	48 4,26	37 3,30	7 0,64	0,066	0,025	0,14	0,25	0,55
243	250	7 0,67	47 4,63	38 3,78	8 0,75	0,069	0,026	0,21	0,31	0,70
255	262	6 0,61	44 4,29	40 3,93	9 0,90	0,001	0,000	0,21	0,18	1,19
265	272	6 0,54	45 4,33	39 3,75	10 0,99	0,001	0,006	0,19	0,18	1,05
278	285	7 0,68	45 4,65	35 3,66	13 1,32	0,000	0,007	0,23	0,24	0,96
290	297	6 0,59	44 4,30	38 3,71	11 1,11	0,007	0,004	0,22	0,20	1,13
296	303	7 0,71	43 4,28	40 3,91	10 0,95	0,007	0,005	0,22	0,25	0,90
310	317	4 0,37	48 4,64	36 3,49	12 1,21	0,006	0,007	0,25	0,21	1,22
325	332	6 0,63	46 4,67	39 4,01	9 0,92	0,000	0,007	0,23	0,21	1,10
340	347	5 0,48	46 4,64	38 3,86	12 1,17	0,001	0,004	0,22	0,20	1,10
355	362	6 0,56	43 4,25	39 3,81	12 1,15	0,001	0,007	0,21	0,18	1,15
370	377	6 0,54	46 4,48	37 3,61	11 1,12	0,001	0,011	0,21	0,19	1,07
381	388	6 0,53	46 4,42	37 3,59	11 1,07	0,000	0,009	0,21	0,23	0,93
388	395	6 0,60	44 4,35	40 4,02	10 1,00	0,000	0,009	0,21	0,20	1,02
399	406	6 0,64	45 5,09	38 4,33	11 1,25	0,000	0,014	0,25	0,29	0,85
410	417	5 0,47	46 4,63	37 3,74	12 1,15	0,005	0,011	0,23	0,26	0,90
422	429	9 1,04	44 4,98	35 3,99	12 1,41	0,000	0,012	0,26	0,28	0,94
430	437	9 0,97	38 3,96	41 4,25	11 1,14	0,000	0,014	0,25	0,27	0,92
435	442	4 0,41	50 5,72	39 4,54	7 0,85	0,100	0,030	0,16	0,35	0,45
450	457	6 0,59	53 5,53	31 3,28	10 1,10	0,013	0,009	0,52	0,50	1,03
464	471	5 0,54	45 4,56	36 3,65	13 1,31	0,000	0,009	0,25	0,26	0,98
476	483	4 0,42	48 5,05	37 3,85	11 1,12	0,017	0,018	0,31	0,32	0,97
480	487	5 0,57	47 4,87	38 4,01	10 1,02	0,000	0,008	0,23	0,23	0,98
484	491	5 0,47	47 4,69	37 3,67	12 1,18	0,000	0,006	0,24	0,27	0,89
497	504	6 0,55	45 4,49	37 3,66	13 1,28	0,001	0,007	0,26	0,26	0,97
510	517	7 0,72	44 4,49	40 4,09	10 0,99	0,000	0,002	0,30	0,27	1,09
526	533	4 0,45	47 4,73	37 3,76	11 1,15	0,000	0,004	0,24	0,23	1,05
541	548	7 0,69	45 4,60	36 3,72	12 1,20	0,001	0,002	0,26	0,25	1,06
553	560	5 0,46	44 4,16	37 3,50	14 1,33	0,000	0,008	0,25	0,21	1,21
563	570	2 0,24	46 4,47	41 3,95	11 1,08	0,000	0,001	0,25	0,20	1,23
576	583	4 0,43	45 4,53	37 3,69	14 1,38	0,000	0,011	0,30	0,31	0,97
591	598	7 0,67	44 4,30	37 3,65	12 1,18	0,000	0,002	0,23	0,21	1,10
606	613	6 0,64	45 4,73	37 3,85	12 1,25	0,004	0,007	0,25	0,27	0,93
620	627	5 0,48	45 4,50	38 3,84	12 1,19	0,000	0,010	0,24	0,24	1,00
634	641	3 0,29	44 4,25	42 3,98	11 1,05	0,002	0,008	0,23	0,27	0,85
648	655	6 0,58	44 4,35	39 3,86	12 1,16	0,001	0,006	0,25	0,21	1,15
662	669	4 0,44	46 4,55	38 3,77	11 1,11	0,000	0,009	0,27	0,24	1,12
675	682	7 0,64	45 4,36	38 3,63	11 1,03	0,005	0,003	0,22	0,23	0,94
689	696	6 0,64	39 4,09	44 4,53	11 1,12	0,000	0,008	0,29	0,26	1,09
701	708	6 0,62	47 5,04	36 3,90	12 1,26	0,003	0,011	0,28	0,35	0,78
713	720	3 0,38	48 5,50	36 4,12	13 1,45	0,000	0,009	0,31	0,34	0,92

Tab. 34: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station **PS1420**.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonat- gehalt	C _{org} - Gehalt	Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Porosi- tät	Suszeptibili- täts-Param.
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
0	0	0,22	0,22	--	--	--	--	75
1	1	12,79	0,37	49,8	2,55	1,69	56,7	85
3	3	8,66	0,32	41,5	2,56	1,76	52,1	127
5	5	5,04	0,19	25,9	2,65	1,98	41,3	180
7	7	3,49	0,16	28,9	2,59	1,91	43,4	227
10	10	2,84	0,15	27,7	2,60	1,93	42,4	277
15	15	1,34	0,22	37,4	2,60	1,81	49,9	293
20	20	0,92	0,45	57,5	2,49	1,62	59,7	291
25	25	1,04	0,39	57,8	2,58	1,64	60,6	287
30	30	1,89	0,55	69,5	2,57	1,57	64,9	303
35	35	1,72	0,42	42,5	2,56	1,75	52,7	332
40	40	2,11	0,66	64,6	2,57	1,59	63,2	341
45	45	2,13	0,40	36,3	2,58	1,82	49,0	345
51	51	1,73	0,32	30,4	2,59	1,89	44,6	361
39	59	2,11	0,33	30,1	2,59	1,90	44,4	409
47	67	2,08	0,40	31,7	2,59	1,87	45,7	529
55	75	2,53	0,37	30,6	2,63	1,90	45,2	462
65	85	2,99	0,45	36,3	2,54	1,80	48,5	396
76	96	2,98	0,40	34,6	2,57	1,83	47,6	437
95	115	3,56	0,50	41,2	2,59	1,79	52,3	432
115	135	2,60	0,34	28,8	2,59	1,91	43,3	439
135	155	2,33	0,42	32,7	2,61	1,87	46,6	432
155	175	2,06	0,39	28,1	2,59	1,92	42,6	453
175	195	2,78	0,37	27,9	2,58	1,92	42,4	490
195	215	2,53	0,40	29,9	2,59	1,90	44,2	489
215	235	3,27	0,48	37,6	2,57	1,80	49,8	429
235	255	2,14	0,37	26,8	2,62	1,95	41,8	440
255	275	2,35	0,40	29,9	2,60	1,90	44,3	479
275	295	2,68	0,38	27,5	2,62	1,94	42,4	489
295	315	2,60	0,39	26,1	2,63	1,97	41,2	467
316	336	2,31	0,37	25,4	2,60	1,97	40,2	475
337	357	1,43	0,85	62,9	2,53	1,59	62,2	394
347	367	3,34	0,77	57,2	2,57	1,64	60,3	412
357	377	2,73	0,52	51,2	2,55	1,68	57,4	369
367	387	3,08	0,51	47,8	2,55	1,70	55,7	264
377	397	3,42	0,49	47,8	2,61	1,72	56,2	134

Tab. 35: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station **PS1494**.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonat- gehalt	C _{org} - Gehalt	Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Porosi- tät	Suszeptibili- täts-Param.
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
0	0	2,69	0,13	--	--	--	--	--
2	2	2,34	0,04	19,3	2,79	2,17	35,4	--
4	4	2,35	0,04	20,0	2,71	2,11	35,6	--
6	6	3,20	0,05	20,4	2,68	2,09	35,8	--
8	8	0,80	0,08	18,2	2,70	2,14	33,4	--
10	10	1,16	0,11	19,4	2,67	2,10	34,6	--
13	13	1,28	0,11	21,1	2,71	2,09	36,9	--
20	20	0,62	0,11	25,1	2,67	2,00	40,7	--
28	28	0,67	0,13	27,2	2,73	1,99	43,1	--
31	31	0,69	0,18	35,4	2,69	1,87	49,4	--
36	36	0,68	0,27	57,5	2,72	1,67	61,8	--
40	40	0,64	0,27	53,0	2,73	1,71	59,9	--
6	45	0,65	0,25	49,3	2,72	1,74	58,0	362

Tab. 35: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonat- gehalt	C _{org} - Gehalt	Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Poro- sität	Suszeptibili- täts-Param.
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
11	50	0,52	0,17	23,7	2,67	2,02	39,2	357
20	59	0,46	0,21	22,0	2,64	2,04	37,2	281
30	69	1,25	0,21	23,0	2,65	2,03	38,4	295
38	77	1,83	0,24	22,9	2,73	2,06	38,9	323
46	85	2,35	0,26	18,8	2,70	2,13	34,1	332
62	101	1,69	0,25	23,0	2,72	2,06	38,9	316
77	116	1,66	0,26	21,5	2,73	2,09	37,4	312
93	132	1,83	0,27	26,0	2,70	2,00	41,7	323
99	138	1,73	0,25	22,8	2,74	2,07	38,9	340
114	153	2,04	0,24	22,8	2,74	2,07	39,0	333
129	168	1,75	0,23	22,0	2,71	2,07	37,9	384
145	184	1,66	0,25	21,0	2,72	2,10	36,8	339
160	199	1,81	0,24	21,6	2,75	2,10	37,7	312
175	214	1,81	0,24	21,6	2,79	2,12	38,0	355
190	229	1,67	0,26	19,9	2,74	2,13	35,7	407
205	244	2,48	0,24	18,6	2,74	2,15	34,2	357
220	259	1,81	0,24	18,9	2,71	2,13	34,3	416
236	275	1,60	0,25	19,9	2,69	2,10	35,3	361
253	292	1,77	0,25	19,9	2,70	2,10	35,4	374
269	308	1,89	0,25	20,6	2,72	2,10	36,3	393
285	324	1,85	0,25	20,1	2,71	2,11	35,7	367
301	340	1,83	0,26	20,1	2,78	2,14	36,4	277

Tab. 36: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1498.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonat- gehalt	C _{org} - Gehalt	Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Poro- sität	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr.
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
0	0	3,80	0,40	--	--	--	--	--
2	2	2,09	0,35	50,9	2,56	1,68	57,3	435
10	10	0,12	0,35	54,7	2,62	1,67	59,6	531
4	14	--	--	--	--	--	--	531
21	21	0,10	0,38	81,1	2,59	1,52	68,6	499
15	25	0,09	0,36	72,7	2,56	1,55	65,9	644
26,5	26,5	--	--	--	--	--	--	564
34,5	34,5	--	--	--	--	--	--	467
25	35	0,11	0,36	68,2	2,55	1,57	64,4	308
35	45	0,16	0,43	68,5	2,58	1,57	64,7	235
46	46	--	--	--	--	--	--	354
45	55	0,18	0,64	112,1	2,50	1,40	74,7	154
51	61	0,17	0,62	94,8	2,51	1,45	71,4	162
59	69	0,23	0,71	122,5	2,70	1,40	77,8	174
65	75	0,22	0,71	108,3	2,54	1,41	74,3	269
70	80	0,13	0,72	96,3	2,50	1,44	71,7	403
76	86	0,09	0,74	79,8	2,61	1,53	68,5	404
86	96	0,19	0,61	74,3	2,56	1,54	66,4	287
96	106	0,23	0,74	83,1	2,59	1,51	69,2	347
105	115	0,14	0,53	73,8	2,61	1,55	66,6	502
115	125	0,83	0,53	63,6	2,62	1,61	63,3	227
125	135	0,27	0,55	71,9	2,63	1,57	66,2	237
135	145	0,29	0,52	71,0	2,61	1,57	65,8	274
145	155	0,79	0,53	78,3	2,59	1,53	67,9	252
155	165	2,97	0,90	82,5	2,61	1,51	69,2	274
160	170	3,74	0,75	79,4	2,58	1,52	68,1	271
165	175	4,45	0,81	88,4	2,51	1,47	69,9	225

Tab. 36: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonat- gehalt	Org - Gehalt	Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Porosi- tät	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr.	
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
175	185	3,77	0,68	81,5	2,51	1,50	68,0	238	370
185	195	3,33	0,67	76,4	2,62	1,54	67,6	346	370
195	205	3,74	0,70	86,3	2,50	1,48	69,3	364	338
205	215	3,72	0,67	83,4	2,54	1,50	68,8	396	306
213	223	3,17	0,70	80,6	2,61	1,52	68,7	211	322
223	233	2,82	0,62	76,1	2,53	1,52	66,7	223	338
233	243	2,82	0,65	76,6	2,49	1,51	66,5	250	338
243	253	3,16	0,67	72,3	2,52	1,54	65,4	249	403
253	263	2,67	0,60	67,5	2,55	1,57	64,1	244	370
263	273	4,41	0,72	77,5	2,61	1,54	67,8	227	354
273	283	3,34	0,63	66,6	2,57	1,58	63,9	222	386
283	293	3,92	0,65	75,6	2,51	1,52	66,4	205	386
293	303	4,09	0,67	73,8	2,53	1,54	66,0	216	193
303	313	3,52	0,70	75,0	2,58	1,54	66,8	199	354
313	323	3,27	0,63	66,1	2,64	1,60	64,5	284	370
323	333	3,31	0,63	69,6	2,59	1,57	65,1	290	370
333	343	3,20	0,64	70,3	2,56	1,56	65,2	302	338
343	353	3,02	0,63	73,0	2,53	1,54	65,7	278	322
353	363	3,45	0,61	64,5	2,61	1,60	63,5	306	370
363	373	3,54	0,68	70,4	2,61	1,57	65,6	333	386
373	383	4,07	0,73	72,9	2,67	1,57	66,9	318	403
376	386	--	--	--	--	--	--	326	499
383	393	2,29	0,63	66,8	2,55	1,58	63,9	306	370
393	403	4,07	0,72	69,0	2,61	1,58	65,1	298	435
403	413	3,09	0,66	68,4	2,60	1,58	64,9	303	435
413	423	3,44	0,75	67,3	2,63	1,59	64,8	229	403
423	433	3,56	0,92	70,2	2,59	1,57	65,4	254	483
433	443	2,99	0,73	71,4	2,63	1,57	66,1	231	354
443	453	3,66	0,75	61,8	2,59	1,61	62,4	252	612
453	463	4,03	0,74	63,9	2,53	1,59	62,6	226	467
463	473	3,27	0,67	66,5	2,57	1,58	63,9	242	386
473	483	3,67	0,79	66,5	2,50	1,57	63,3	263	467
483	493	3,72	0,69	62,0	2,60	1,61	62,5	248	483
493	503	5,75	0,80	68,8	2,58	1,57	64,8	286	547
500	510	3,12	0,63	65,1	2,61	1,60	63,8	378	467
510	520	2,52	0,40	58,8	2,60	1,64	61,3	758	1691
520	530	1,85	0,48	54,2	2,59	1,66	59,1	353	403
530	540	3,52	0,49	54,6	2,61	1,67	59,5	286	338
538	548	3,04	0,60	63,4	2,54	1,59	62,5	320	419
548	558	3,26	0,62	62,6	2,55	1,60	62,3	316	435
558	568	2,57	0,60	58,6	2,55	1,62	60,7	303	403
568	578	2,11	0,54	47,5	2,61	1,72	56,0	298	451
578	588	2,72	0,62	53,0	2,61	1,68	58,8	403	628
588	598	4,21	0,66	58,7	2,59	1,63	61,1	323	612
598	608	2,98	0,61	62,8	2,61	1,61	62,9	342	370
608	618	4,00	0,64	55,3	2,62	1,66	59,9	404	499
618	628	3,42	0,70	60,0	2,55	1,62	61,3	380	419
628	638	3,05	0,69	60,1	2,54	1,61	61,3	353	773
638	648	3,79	0,63	54,6	2,60	1,66	59,5	329	403
648	658	3,91	0,66	60,5	2,58	1,62	61,8	318	403
658	668	4,46	0,69	56,3	2,61	1,65	60,3	345	451
668	678	4,12	0,70	59,3	2,66	1,65	62,0	318	419
678	688	3,72	0,68	54,9	2,61	1,66	59,6	302	451
688	698	4,34	0,76	57,5	2,64	1,65	61,0	286	483
698	708	4,27	0,70	55,8	2,57	1,65	59,7	324	547
708	718	3,99	0,70	58,4	2,59	1,64	61,0	347	419
718	728	4,05	0,62	57,2	2,59	1,64	60,5	295	435
728	738	3,82	0,70	58,0	2,56	1,63	60,5	286	419
739	749	4,54	0,70	56,2	2,58	1,65	60,0	536	467
750	760	4,15	0,69	51,3	2,61	1,69	58,0	347	467
754	764	5,06	0,49	14,2	2,69	2,22	28,0	338	--
758	768	3,10	0,59	51,9	2,62	1,69	58,3	338	451
768	778	3,38	0,62	55,4	2,53	1,64	59,1	306	354
778	788	2,82	0,62	55,4	2,60	1,66	59,8	309	403

Tab. 36: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonat- gehalt	C _{org} - Gehalt	Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Poros- ität	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr.	
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
788	798	3,94	0,80	55,3	2,64	1,67	60,1	332	547
798	808	4,40	0,74	52,0	2,65	1,70	58,7	395	547
808	818	3,80	0,69	48,0	2,61	1,72	56,3	356	499
818	828	4,52	0,73	50,6	2,60	1,69	57,6	370	531
828	838	3,76	0,69	53,3	2,57	1,67	58,6	337	515
838	848	4,43	0,71	53,8	2,67	1,69	59,7	351	499
848	858	3,95	0,78	53,0	2,63	1,68	59,0	368	467
858	868	4,11	0,68	50,9	2,63	1,70	58,0	362	547
867	878	3,95	0,73	52,1	2,64	1,69	58,6	361	483
876	886	3,13	0,63	44,6	2,63	1,75	54,6	383	467
882	892	3,61	0,96	60,2	2,62	1,63	62,0	417	547
888	898	2,77	0,65	41,2	2,60	1,77	52,4	377	547
895	905	3,67	0,73	45,0	2,65	1,75	55,1	389	547

Tab. 37: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1606.

Sedimenttiefe im Kern korreliert		Karbonatgehalt		C _{org} - Gehalt		Wasser- gehalt	Korn- dichte	Feucht- raumd.	Poros- ität	Volumenssuszept. Param. Einzelpr.	
[cm]	[cm]	Coul. [%]	CS-125 [%]	Coul. [%]	CS-125 [%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
0	0	0,58	4,35	--	--	--	--	--	--	--	--
2	2	1,85	2,55	0,45	0,33	119,9	2,68	1,40	77,3	--	--
2	5	0,60	1,61	0,50	0,31	135,7	2,52	1,35	78,4	236	386
8	11	0,22	0,94	0,36	0,27	80,4	2,55	1,51	68,1	338	--
14	17	0,08	0,55	0,35	0,28	79,9	2,56	1,51	68,0	459	--
19	22	0,08	0,49	0,38	0,32	70,1	2,60	1,57	65,4	510	--
21	24	0,12	0,61	0,38	0,30	78,7	2,59	1,53	68,0	477	--
23	26	0,12	0,57	0,37	0,28	78,0	2,62	1,54	68,1	412	--
28	31	0,12	0,72	0,41	0,33	79,4	2,53	1,51	67,7	382	--
33	36	0,13	0,86	0,50	0,40	81,6	2,60	1,51	68,8	281	386
38	41	0,27	1,00	0,52	0,40	83,2	2,58	1,51	69,2	255	--
44	47	0,22	1,36	0,75	0,60	76,3	2,55	1,53	66,9	238	612
51	54	0,32	1,55	0,78	0,59	71,9	2,57	1,55	65,8	299	--
56	59	0,50	2,02	0,79	0,60	64,1	2,51	1,58	62,5	415	596
63	66	1,10	1,74	0,90	0,79	102,3	2,56	1,43	73,4	303	--
70	73	2,65	3,43	0,95	0,80	109,4	2,54	1,41	74,5	278	338
76	79	2,60	4,03	0,89	0,70	92,1	2,55	1,47	71,1	370	451
78	81	--	--	--	--	--	--	--	--	464	547
80	83	--	--	--	--	--	--	--	--	592	966
81	84	0,36	4,11	0,45	0,36	85,5	2,51	1,48	69,1	659	--
87	90	0,15	0,70	0,46	0,37	95,3	2,59	1,46	72,1	845	1063
93	96	0,17	0,99	0,48	0,37	69,5	2,64	1,58	65,6	773	--
99	102	0,28	1,25	0,66	0,52	79,6	2,63	1,53	68,5	595	676
105	108	2,17	2,83	0,40	0,45	65,9	2,56	1,58	63,6	479	--
111	114	2,12	3,10	0,68	0,62	74,8	2,54	1,53	66,4	411	467
117	120	2,03	2,54	0,67	0,67	68,4	2,56	1,57	64,5	398	--
123	126	2,97	4,43	0,67	0,52	54,3	2,57	1,66	59,0	423	--
127	130	2,98	4,18	0,55	0,38	41,7	2,71	1,80	53,7	489	--
131	134	--	--	--	--	--	--	--	--	607	902
134	137	3,45	4,72	0,39	0,43	41,7	2,60	1,77	52,7	651	--
141	144	3,52	4,82	0,69	0,50	43,5	2,56	1,74	53,4	586	--
148	151	2,18	2,98	0,21	0,10	20,6	2,56	2,02	34,9	596	--
149	152	--	--	--	--	--	--	--	--	599	741
153	156	2,54	2,85	0,10	0,06	19,8	2,50	2,01	33,6	549	--
157	160	4,12	5,05	0,61	0,57	51,2	2,53	1,67	57,2	523	--
159	162	--	--	--	--	--	--	--	--	517	660

Tab. 37: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Karbonatgehalt		C _{org} - Gehalt		Wasser-	Korn-	Feucht-	Porosität	Volumenssuszept.	
im Kern	korreliert	Coul.	CS-125	Coul.	CS-125	gehalt	dichte	raumd.	[%]	Param.	Einzelpr.
[cm]	[cm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[% / tr.]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[%]	[10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
164	167	2,17	2,95	0,36	0,25	20,1	2,63	2,07	35,1	502	--
169	172	1,57	2,50	0,33	0,22	23,8	2,62	2,00	38,9	510	--
174	177	--	--	--	--	--	--	--	--	514	789
178	181	1,52	2,27	0,24	0,14	23,9	2,62	2,00	38,9	558	--
181	184	2,85	4,07	0,56	0,44	38,2	2,63	1,82	50,8	618	--
184	187	2,17	3,36	0,41	0,25	27,0	2,58	1,93	41,5	683	--
188	191	1,82	2,41	0,32	0,22	25,1	2,62	1,98	40,2	711	--
190	193	2,83	3,78	0,47	0,36	34,5	2,64	1,86	48,2	694	--
192	195	3,12	4,27	0,72	0,57	43,2	2,61	1,76	53,6	676	741
194	197	3,22	3,93	0,75	0,59	48,4	2,52	1,69	55,7	679	--
197	200	1,43	2,30	0,19	0,08	22,2	2,60	2,02	37,1	669	--
204	207	1,78	2,76	0,30	0,19	23,4	2,64	2,02	38,7	973	--
207	210	1,85	1,99	0,32	0,29	52,3	2,61	1,68	58,5	1246	--
209	212	--	--	--	--	--	--	--	--	1275	1497
216	219	1,94	2,29	0,36	0,30	42,5	2,57	1,75	52,8	966	--
219	222	1,01	1,57	0,12	0,06	23,5	2,54	1,97	37,9	719	--
222	225	--	--	--	--	--	--	--	--	640	612
225	228	0,62	0,79	0,15	0,12	45,5	2,64	1,75	55,2	679	--
233	236	--	--	--	--	--	--	--	--	696	1111
236	239	0,49	0,52	0,15	0,15	54,2	2,61	1,67	59,4	669	--
244	247	--	--	--	--	--	--	--	--	668	1063
247	250	0,56	0,73	0,22	0,21	53,6	2,55	1,66	58,5	647	--
250	253	1,57	1,83	0,27	0,22	46,8	2,58	1,72	55,4	802	2705
258	261	--	--	--	--	--	--	--	--	660	1014
259	262	0,98	1,12	0,18	0,17	46,6	2,61	1,73	55,6	636	--
263	266	1,84	2,34	0,29	0,23	36,8	2,53	1,79	48,8	591	1143
269	272	1,38	1,80	0,36	0,30	30,2	2,67	1,93	45,1	418	--
273	276	--	--	--	--	--	--	--	--	361	467
281	284	1,62	2,36	0,59	0,48	37,1	2,60	1,82	49,8	294	--
283	286	--	--	--	--	--	--	--	--	289	547
287	290	3,80	5,74	0,75	0,52	21,2	2,56	2,01	35,6	295	--
293	296	--	--	--	--	--	--	--	--	342	531
294	297	2,45	3,58	0,80	0,66	44,6	2,51	1,72	53,5	342	--
303	306	--	--	--	--	--	--	--	--	336	435
307	310	2,60	3,38	0,70	0,59	46,6	2,73	1,76	56,8	240	--
313	316	--	--	--	--	--	--	--	--	306	467
318	321	2,82	3,77	0,69	0,57	46,4	2,55	1,71	54,9	327	--
322	325	--	--	--	--	--	--	--	--	385	547
325	328	2,91	3,75	0,68	0,57	49,5	2,61	1,70	57,1	443	--
333	336	3,02	3,71	0,41	0,44	42,0	2,52	1,74	52,1	574	--
337	340	--	--	--	--	--	--	--	--	624	580
339	342	1,93	2,88	0,45	0,37	44,7	2,64	1,76	54,9	568	--
346	349	1,27	1,70	0,46	0,40	41,4	2,59	1,77	52,4	468	--
352	355	1,25	1,75	0,48	0,42	45,8	2,63	1,74	55,3	534	515
356	359	5,14	5,26	0,23	0,22	49,6	2,53	1,68	56,4	712	1127
364	367	0,67	0,88	0,23	0,19	54,5	2,62	1,67	59,6	796	--
368	371	--	--	--	--	--	--	--	--	812	902
372	375	0,27	0,44	0,20	0,18	50,6	2,70	1,72	58,5	837	--
380	383	0,23	0,61	0,19	0,15	44,7	2,73	1,78	55,7	909	--
384	387	--	--	--	--	--	--	--	--	820	837
388	391	0,32	0,79	0,21	0,17	48,9	2,64	1,72	57,1	695	--
395	398	--	--	--	--	--	--	--	--	662	676
397	400	0,72	1,56	0,25	0,16	39,6	2,65	1,81	51,9	673	--
401	404	0,95	1,57	0,30	0,21	34,5	2,67	1,87	48,6	736	821
405	408	2,29	3,33	0,38	0,23	22,5	2,69	2,05	38,2	804	1030
409	412	3,56	5,03	0,34	0,23	21,2	2,78	2,12	37,5	820	--
413	416	4,25	5,02	0,33	0,25	20,1	2,78	2,15	36,3	814	--
414	417	--	--	--	--	--	--	--	--	810	966
418	421	4,09	4,92	0,37	0,27	21,8	2,78	2,11	38,1	794	--
422	425	--	--	--	--	--	--	--	--	818	853
423	426	4,66	5,41	0,36	0,29	23,1	2,77	2,08	39,5	841	--

Tab. 38: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1607.

Sedimenttiefe im Kern korreliert [cm] [cm]		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Suszeptibili- täts-Param. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
0	0	2,90	0,28	--	--	--	--	498
3	3	4,82	0,25	38,6	2,62	1,81	51,0	523
5	5	3,02	0,25	43,0	2,57	1,75	53,2	496
7	7	1,30	0,25	50,0	2,62	1,70	57,5	477
9	9	0,79	0,36	71,0	2,50	1,54	64,8	454
13	13	0,62	0,42	66,2	2,58	1,59	63,9	444
20	20	0,91	0,41	93,2	2,54	1,46	71,3	450
28	28	2,61	0,55	60,4	2,53	1,61	61,3	352
31	31	2,76	0,66	74,3	2,56	1,54	66,4	331
36	36	3,42	0,68	93,0	2,49	1,45	70,8	316
44	44	3,26	0,74	85,9	2,53	1,48	69,4	313
45	49	3,68	0,61	99,6	2,54	1,44	72,7	318
50	54	4,03	0,61	87,6	2,59	1,49	70,3	429
56	60	1,28	0,59	78,6	2,54	1,52	67,5	812
62	66	1,31	0,68	77,7	2,59	1,53	67,7	718
71	75	1,83	0,58	76,9	2,48	1,51	66,5	382
80	84	1,60	0,78	85,8	2,49	1,48	69,1	410
89	93	2,08	0,66	68,3	2,58	1,57	64,6	361
98	102	2,21	0,78	78,0	2,52	1,51	67,1	313
106	110	2,04	0,55	79,8	2,57	1,52	68,1	253
114	118	3,39	0,66	65,2	2,61	1,60	63,8	318
123	127	4,63	0,68	65,4	2,57	1,59	63,5	347
132	136	4,40	0,71	73,6	2,57	1,55	66,3	408
140	144	3,55	0,59	48,9	2,60	1,71	56,7	564
148	152	0,92	0,39	56,4	2,62	1,65	60,4	651
158	162	1,38	0,57	70,7	2,56	1,56	65,3	424
170	174	3,89	0,76	79,2	2,56	1,52	67,9	427
182	186	2,63	0,54	66,4	2,57	1,58	63,9	533
194	198	2,03	0,66	77,7	2,52	1,52	67,1	433
205	209	3,97	0,36	39,8	2,63	1,80	51,8	572
215	219	4,88	0,34	28,7	2,59	1,92	43,2	497
227	231	4,93	0,31	27,3	2,63	1,95	42,3	530
239	243	5,64	0,34	27,6	2,59	1,93	42,3	541
250	254	4,50	0,32	24,2	2,59	1,98	39,0	573
261	265	4,85	0,32	25,6	2,62	1,97	40,7	526
273	277	5,41	0,32	25,3	2,61	1,97	40,3	534
286	290	5,63	0,35	24,9	2,63	1,99	40,1	540
300	304	5,33	0,31	23,6	2,62	2,00	38,7	533
315	319	5,43	0,31	24,7	2,60	1,98	39,6	609
330	334	5,23	0,34	24,4	2,61	1,99	39,4	559
346	350	4,28	0,35	26,7	2,62	1,95	41,7	516
362	366	4,19	0,33	24,5	2,62	1,99	39,5	501

Tab. 39: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1609.

Sedimenttiefe im Kern korreliert [cm] [cm]		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
0	0	0,18	--	--	--	--	--	--	--
7	7	0,11	0,22	28,1	2,59	1,92	42,6	--	225
5	13	0,14	0,20	30,0	2,64	1,92	44,7	--	225
15	15	--	--	--	--	--	--	--	177
12	20	0,21	0,48	45,2	2,53	1,72	54,1	221	258
22	30	0,42	0,29	24,7	2,61	1,98	39,7	252	403
27	35	0,32	0,25	27,0	2,60	1,94	41,7	270	--
32	40	0,44	0,35	32,0	2,59	1,87	45,9	275	354
42	50	0,36	0,27	24,7	2,62	1,99	39,8	295	338
52	60	0,38	0,32	29,6	2,65	1,93	44,5	278	403
62	70	0,43	0,30	24,6	2,58	1,97	39,3	290	419

Tab. 39: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Porosi- tät [%]	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
72	80	0,61	0,44	37,3	2,58	1,81	49,7	258	290
81	89	0,67	0,46	39,9	2,61	1,79	51,7	284	306
88	96	0,55	0,43	37,1	2,63	1,83	50,0	314	--
93	101	0,55	0,47	45,9	2,61	1,73	55,2	260	274
104	112	0,87	0,54	49,7	2,67	1,72	57,7	246	258
109	117	0,16	0,23	30,4	2,63	1,91	45,0	229	225
115	123	0,15	0,44	38,9	2,61	1,80	51,0	255	290
121	129	0,22	0,42	37,6	2,62	1,82	50,2	234	370
128	136	0,84	0,59	56,3	2,63	1,66	60,4	236	274
134	142	0,42	0,51	37,1	2,62	1,82	49,9	246	322
140	148	0,15	0,30	37,3	2,61	1,82	49,9	248	322
149	157	0,12	0,28	32,4	2,63	1,88	46,6	241	306
155	163	0,15	0,31	41,3	2,61	1,78	52,6	236	258
161	169	0,14	0,27	24,7	2,65	2,00	40,1	234	290
168	176	0,11	0,19	27,1	2,64	1,96	42,2	244	290
176	184	0,42	0,39	40,3	2,62	1,79	52,0	229	290
180	188	1,07	0,61	53,9	2,61	1,67	59,2	257	306
192	200	1,54	0,55	51,0	2,65	1,70	58,2	268	225
198	206	3,58	0,29	28,7	2,66	1,94	43,8	330	290
204	212	0,97	0,54	53,5	2,60	1,67	58,9	276	274
213	221	0,16	0,38	40,1	2,64	1,80	52,1	295	403
227	235	1,17	0,56	49,2	2,60	1,70	56,9	234	306
235	243	0,10	0,42	35,3	2,63	1,85	48,7	222	274
243	251	0,82	0,57	49,3	2,62	1,71	57,1	246	290
251	259	0,19	0,28	29,0	2,65	1,94	44,0	281	370
257	265	0,76	0,61	46,7	2,63	1,73	55,8	274	322
271	279	0,77	0,62	46,8	2,66	1,74	56,2	248	290
285	293	1,11	0,59	43,7	2,63	1,76	54,1	270	354

Tab. 40: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1611.

Sedimenttiefe im Kern [cm]	korreliert [cm]	Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Porosi- tät [%]	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
0	0	0,72	0,12	--	--	--	--	219	--
1	1	0,57	0,14	25,5	2,61	1,97	40,5	218	--
3	3	--	--	--	--	--	--	218	354
7	7	0,56	0,17	21,3	2,54	2,00	35,6	257	--
10	11	--	--	--	--	--	--	285	386
14	15	0,57	0,18	18,7	2,62	2,09	33,2	303	--
23	24	--	--	--	--	--	--	331	338
24	25	0,58	0,19	18,1	2,67	2,13	33,0	300	--
34	35	0,57	0,16	18,3	2,61	2,09	32,8	184	--
36	37	0,58	0,18	19,5	2,60	2,06	34,0	160	274
41	42	0,57	0,15	18,4	2,56	2,06	32,5	190	--
46	47	0,67	0,17	19,3	2,55	2,04	33,4	275	--
51	52	0,63	0,16	20,3	2,60	2,05	35,0	476	338
56	57	0,52	0,16	18,5	2,61	2,09	32,9	904	--
61	62	0,82	0,16	20,5	2,60	2,04	35,2	497	--
66	67	0,74	0,16	19,3	2,60	2,07	33,9	283	--
69	70	--	--	--	--	--	--	256	435
71	72	0,52	0,16	18,3	2,64	2,10	33,0	252	--
76	77	0,57	0,16	17,8	2,57	2,08	31,7	257	--
81	82	0,60	0,18	17,0	2,55	2,09	30,6	258	--
82	83	--	--	--	--	--	--	258	322
85	86	0,55	0,19	17,4	2,64	2,13	31,9	271	--
90	91	0,82	0,24	17,7	2,57	2,08	31,7	299	435
95	96	2,46	0,16	14,8	2,57	2,14	27,9	300	354

Tab. 40: Fortsetzung.

Sedimenttiefe im Kern korreliert [cm] [cm]		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Volumenssuszeptibilität Parameter an Einzelpr. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
103	104	0,50	0,18	14,7	2,60	2,16	28,1	294	--
108	109	0,55	0,16	16,0	2,60	2,13	29,7	291	--
111	112	--	--	--	--	--	--	291	290
113	114	0,72	0,17	16,8	2,56	2,09	30,4	296	--
116	117	--	--	--	--	--	--	292	612
117	118	0,74	0,25	14,0	2,61	2,18	27,0	296	--
123	124	0,78	0,26	13,2	2,57	2,18	25,7	352	--
129	130	0,69	0,24	14,4	2,56	2,14	27,3	356	--
130	131	--	--	--	--	--	--	360	419
134	135	0,77	0,28	13,0	2,57	2,18	25,4	364	--

Tab. 41: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1612.

Sedimenttiefe im Kern korreliert [cm] [cm]		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Suszeptibili- täts-Param. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
0	0	38,13	0,16	--	--	--	--	--	--
4	4	23,83	0,19	49,3	2,56	1,69	56,5	--	--
8	8	31,69	0,22	70,8	2,51	1,55	64,9	--	--
12	12	31,55	0,23	76,8	2,55	1,53	67,1	--	--
17	17	28,53	0,17	54,2	2,58	1,66	59,1	--	--
22	22	23,02	0,13	43,5	2,63	1,76	54,1	--	--
27	27	24,71	0,12	39,9	2,60	1,79	51,5	--	--
6	31	0,57	0,02	15,7	2,64	2,16	29,6	489	--
13	38	2,37	0,26	60,7	2,54	1,61	61,4	351	--
18	43	2,73	0,35	40,3	2,57	1,78	51,5	325	--
24	49	5,94	0,34	26,5	2,62	1,96	41,5	333	--
29	54	3,93	0,54	61,8	2,57	1,61	62,2	374	--
38	63	4,53	0,64	85,0	2,52	1,49	69,1	296	--
48	73	4,90	0,61	60,3	2,60	1,62	61,8	400	--
55	80	2,94	0,13	25,5	2,65	1,98	40,8	526	--
61	86	1,48	0,23	35,3	2,61	1,84	48,6	377	--
67	92	1,05	0,25	30,7	2,61	1,90	45,1	346	--
71	96	1,25	0,28	40,9	2,60	1,78	52,2	311	--
78	103	1,90	0,41	53,6	2,58	1,67	58,7	282	--
85	110	1,92	0,34	37,1	2,57	1,80	49,4	210	--
93	118	1,61	0,28	33,0	2,63	1,87	47,0	195	--
103	128	1,88	0,39	41,2	2,63	1,78	52,7	122	--
113	138	2,43	0,44	53,6	2,60	1,67	59,0	124	--
123	148	1,96	0,25	27,9	2,60	1,93	42,6	221	--
133	158	2,80	0,42	49,3	2,58	1,70	56,7	154	--
140	165	1,45	0,32	62,4	2,51	1,59	61,8	137	--
149	174	1,84	0,36	51,2	2,61	1,69	57,9	108	--
158	183	1,73	0,25	30,2	2,62	1,91	44,8	106	--
166	191	3,82	0,23	17,6	2,64	2,12	32,1	119	--
173	198	2,94	0,26	17,2	2,64	2,13	31,7	111	--
180	205	2,94	0,26	17,1	2,69	2,16	31,9	107	--
188	213	3,62	0,25	32,1	2,67	1,90	46,7	91	--

Tab. 42: Geochemische und sedimentphysikalische Parameter an der Station PS1613.

Sedimenttiefe im Kern korreliert [cm] [cm]		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Suszeptibili- täts-Param. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]	
0	0	2,89	0,17	--	--	--	--	278	--
1	1	1,92	0,04	19,8	2,71	2,12	35,4	305	--
6	6	1,19	0,26	43,8	2,69	1,78	54,8	317	--

Tab. 42: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Suszeptibili- täts-Param. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
im Kern [cm]	korreliert [cm]							
9	9	1,16	0,10	22,7	2,69	2,05	38,4	252
13	13	1,14	0,42	66,6	2,66	1,60	64,7	254
15	15	0,90	0,12	28,6	2,70	1,96	44,1	258
17	17	1,66	0,45	74,9	2,74	1,57	68,1	253
20	20	1,96	0,41	74,7	2,74	1,57	68,0	254
24	24	1,88	0,41	73,5	2,60	1,55	66,5	256
27	27	1,80	0,50	87,2	2,47	1,47	69,2	261
31	31	1,14	0,17	33,7	2,54	1,83	46,8	282
35	35	2,00	0,47	79,1	2,40	1,49	66,5	287
42	42	1,62	0,48	68,9	2,47	1,55	63,9	379
40	47	1,15	0,47	63,7	2,39	1,56	61,2	391
45	52	1,60	0,48	97,9	2,52	1,44	72,1	331
56	63	2,00	0,50	91,8	2,53	1,46	70,9	257
67	74	1,69	0,38	59,2	2,52	1,61	60,7	289
79	86	1,12	0,65	69,7	2,56	1,56	64,9	399
91	98	0,93	0,55	94,6	2,52	1,45	71,4	348
102	109	1,12	0,65	78,4	2,55	1,52	67,6	370
113	120	1,19	0,49	66,0	2,61	1,59	64,1	355
122	129	1,20	0,67	89,3	2,59	1,48	70,7	374
131	138	1,00	0,72	91,8	2,55	1,47	71,0	348
140	147	0,65	0,22	31,7	2,66	1,90	46,3	382
149	156	1,46	0,47	65,7	2,62	1,60	64,1	320
160	167	1,38	0,45	56,6	2,55	1,64	59,8	329
171	178	1,43	0,49	62,3	2,60	1,61	62,7	339
177	184	0,77	0,41	45,7	2,64	1,74	55,3	370
183	190	0,53	0,48	53,6	2,62	1,68	59,2	365
188	195	1,64	0,62	73,7	2,55	1,54	66,1	321
195	202	1,31	0,49	65,5	2,63	1,60	64,1	279
202	209	2,18	0,61	89,4	2,60	1,48	70,8	271
208	215	1,42	0,72	84,0	2,60	1,51	69,5	414
219	226	0,53	0,27	32,2	2,62	1,88	46,3	518
230	237	0,50	0,24	27,3	2,66	1,96	42,5	403
234	241	1,01	0,48	54,8	2,59	1,66	59,5	393
238	245	0,70	0,31	42,9	2,67	1,78	54,1	426
246	253	2,18	0,15	21,4	2,62	2,04	36,4	409
254	261	2,64	0,45	56,8	2,58	1,64	60,2	322
262	269	4,50	0,58	72,4	2,60	1,56	66,2	308
271	278	4,43	0,59	74,1	2,58	1,55	66,6	265
281	288	4,04	0,58	71,7	2,63	1,57	66,2	263
290	297	3,25	0,52	63,3	2,61	1,61	63,1	288
296	303	5,48	0,31	25,1	2,63	1,98	40,2	321
308	315	4,10	0,54	62,1	2,62	1,62	62,8	248
318	325	4,45	0,55	63,4	2,59	1,60	63,0	247
328	335	4,04	0,52	58,9	2,63	1,64	61,6	279
338	345	4,12	0,55	67,9	2,64	1,59	65,0	267
348	355	3,89	0,54	65,7	2,67	1,61	64,5	289
359	366	3,74	0,53	61,4	2,62	1,62	62,5	292
370	377	3,98	0,52	60,7	2,63	1,63	62,3	279
381	388	3,79	0,54	66,6	2,62	1,59	64,4	283
388	395	3,06	0,67	53,7	2,64	1,68	59,4	318
398	405	4,27	0,61	45,8	2,67	1,75	55,7	381
408	415	2,79	0,52	50,7	2,61	1,69	57,7	375
419	426	3,51	0,56	51,9	2,57	1,67	57,8	431
425	432	3,33	0,55	60,5	2,63	1,63	62,2	405
430	437	8,43	0,35	23,3	2,63	2,01	38,5	507
434	441	3,29	0,30	46,0	2,59	1,73	55,1	518
444	451	1,85	0,28	43,5	2,63	1,76	54,0	416
455	462	2,68	0,38	43,4	2,59	1,75	53,6	370
466	473	3,53	0,43	49,4	2,64	1,71	57,3	353
476	483	3,70	0,38	38,1	2,65	1,82	50,9	686
484	491	3,63	0,50	56,0	2,64	1,66	60,4	481
493	500	3,92	0,53	59,0	2,61	1,64	61,5	308
502	509	3,79	0,50	58,0	2,57	1,63	60,7	291

Tab. 42: Fortsetzung.

Sedimenttiefe		Karbonat- gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	Wasser- gehalt [% / tr.]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raumd. [g/cm ³]	Poro- sität [%]	Suszeptibili- täts-Param. [10 ⁻⁶ m ³ /m ³]
im Kern [cm]	korreliert [cm]							
511	518	3,26	0,51	54,2	2,58	1,66	59,1	297
521	528	3,21	0,53	63,8	2,58	1,60	63,0	302
531	538	3,07	0,50	58,2	2,59	1,64	60,9	327
541	548	3,46	0,55	61,2	2,60	1,62	62,2	338
551	558	4,26	0,45	48,4	2,56	1,70	56,1	345
561	568	3,50	0,55	57,5	2,61	1,65	60,8	325
571	578	4,05	0,56	60,4	2,61	1,63	62,0	337
581	588	3,68	0,55	54,4	2,60	1,66	59,3	331
591	598	3,89	0,55	57,2	2,60	1,65	60,6	306
601	608	3,91	0,57	56,5	2,64	1,66	60,6	304
611	618	5,05	0,58	59,5	2,65	1,64	61,9	326
621	628	4,18	0,53	48,6	2,61	1,71	56,6	347
631	638	4,07	0,57	57,3	2,63	1,65	60,9	337
641	648	5,19	0,59	52,8	2,60	1,68	58,7	361
651	658	4,28	0,57	53,6	2,63	1,68	59,2	336
661	668	3,96	0,55	53,0	2,61	1,68	58,8	327
671	678	3,34	0,55	55,1	2,58	1,66	59,5	298
681	688	3,26	0,59	54,1	2,60	1,67	59,2	338
691	698	4,22	0,55	53,7	2,62	1,67	59,2	297
702	709	4,28	0,60	45,6	2,63	1,74	55,2	313
713	720	4,60	0,50	36,2	2,63	1,84	49,4	297

Tab. 43: ²³⁰Thorium_{excess}-Aktivität an der Station PS1498.

Sedimenttiefe				Sedimenttiefe				Sedimenttiefe			
im Kern	korreliert	²³⁰ Th _{ex.}	Fehler	im Kern	korreliert	²³⁰ Th _{ex.}	Fehler	im Kern	korreliert	²³⁰ Th _{ex.}	Fehler
[cm]	[cm]	[dpm/g]	[dpm/g]	[cm]	[cm]	[dpm/g]	[dpm/g]	[cm]	[cm]	[dpm/g]	[dpm/g]
2,5	2,5	2,06	0,23	275,0	285,0	0,68	0,18	595,0	605,0	0,63	0,15
7,5	7,5	2,07	0,34	285,0	295,0	0,37	0,16	605,0	615,0	1,00	0,17
12,5	12,5	2,74	0,21	295,0	305,0	0,20	0,19	615,0	625,0	0,06	0,15
17,5	17,5	2,24	0,23	305,0	315,0	1,31	0,25	625,0	635,0	0,25	0,13
17,5	27,5	1,93	0,13	315,0	325,0	0,07	0,21	635,0	645,0	0,35	0,14
22,5	32,5	1,65	0,20	325,0	335,0	1,24	0,41	645,0	655,0	0,66	0,21
27,5	37,5	1,59	0,19	335,0	345,0	0,49	0,59	655,0	665,0	0,48	0,11
32,5	42,5	0,78	0,17	345,0	355,0	1,24	0,23	665,0	675,0	0,00	0,12
37,5	47,5	0,75	0,14	355,0	365,0	0,45	0,21	675,0	685,0	0,56	0,12
42,5	52,5	1,55	0,19	365,0	375,0	0,51	0,16	685,0	695,0	0,50	0,25
47,5	57,5	0,49	0,15	375,0	385,0	0,43	0,16	695,0	705,0	0,02	0,16
55,0	65,0	0,61	0,14	385,0	395,0	0,23	0,17	705,0	715,0	0,52	0,17
65,0	75,0	0,32	0,14	395,0	405,0	0,45	0,20	715,0	725,0	-0,19	0,16
85,0	95,0	0,38	0,14	405,0	415,0	0,30	0,13	725,0	735,0	0,76	0,28
95,0	105,0	0,61	0,17	415,0	425,0	-0,35	0,20	735,0	745,0	0,33	0,17
105,0	115,0	1,75	0,25	425,0	435,0	0,50	0,24	745,0	755,0	-0,06	0,15
115,0	125,0	0,31	0,11	435,0	445,0	0,35	0,14	755,0	765,0	0,56	0,16
125,0	135,0	0,03	0,10	445,0	455,0	0,71	0,25	765,0	775,0	0,13	0,11
135,0	145,0	0,73	0,25	455,0	465,0	-0,01	0,16	775,0	785,0	0,08	0,16
145,0	155,0	-0,17	0,23	465,0	475,0	0,16	0,12	785,0	795,0	0,75	0,16
155,0	165,0	0,22	0,19	475,0	485,0	-0,03	0,12	795,0	805,0	0,43	0,11
165,0	175,0	0,42	0,19	485,0	495,0	0,64	0,20	805,0	815,0	0,37	0,12
175,0	185,0	0,05	0,15	495,0	505,0	1,24	0,34	815,0	825,0	-0,51	0,18
185,0	195,0	0,45	0,21	505,0	515,0	1,17	0,18	825,0	835,0	0,29	0,12
195,0	205,0	1,10	0,18	515,0	525,0	0,35	0,18	835,0	845,0	0,43	0,11
205,0	215,0	1,00	0,25	525,0	535,0	0,68	0,25	845,0	855,0	-0,33	0,23
215,0	225,0	0,22	0,16	535,0	545,0	0,76	0,30	855,0	865,0	0,29	0,14
225,0	235,0	1,12	0,21	545,0	555,0	0,95	0,26	865,0	875,0	0,29	0,18
235,0	245,0	0,16	0,17	555,0	565,0	0,94	0,25	875,0	885,0	0,49	0,16
245,0	255,0	0,85	0,25	565,0	575,0	0,58	0,13	885,0	895,0	0,60	0,19
255,0	265,0	0,05	0,21	575,0	585,0	0,14	0,32	892,5	902,5	0,41	0,19
265,0	275,0	0,31	0,20	585,0	595,0	0,42	0,16				

Tab. 44: Paläomagnetische Messungen an der Station PS1498.

Sedimenttiefe						Sedimenttiefe					
im Kern korreliert		Inklination		Deklination	im Kern korreliert		Inklination		Deklination		
[cm]	[cm]	Intensität [mA/m]	NRM [Grad]		20mT [Grad]	[cm]	[cm]	Intensität [mA/m]			NRM [Grad]
4	14	13,77	-87,2	--	204,9	423	433	31,75	-65,1	--	102,2
15	25	20,86	-79,2	--	78,7	428	438	27,68	-61,4	--	97,2
25	35	6,90	-77,7	--	90,4	433	443	28,44	-69,8	--	60,0
35	45	27,48	-71,8	--	104,8	443	453	34,07	-66,1	--	79,7
45	55	19,41	-69,7	--	108,6	453	463	29,43	-56,6	-58,7	70,0
51	61	12,66	-56,7	--	109,7	463	473	23,88	-75,5	--	66,1
59	69	24,39	-57,7	-59,4	115,3	473	483	31,70	-58,0	--	61,6
65	75	26,57	-73,7	--	123,5	483	493	27,94	-64,6	--	51,0
70	80	32,68	-72,5	--	132,3	493	503	27,86	-68,0	--	19,2
76	86	26,39	-78,9	--	131,5	500	510	27,10	-58,7	--	80,8
86	96	24,77	-83,2	--	89,8	505	515	26,78	-64,0	--	80,3
96	106	33,81	-82,1	--	65,6	510	520	60,42	-65,5	--	106,5
105	115	33,95	-82,9	--	93,0	515	525	19,31	-82,8	--	97,8
115	125	25,17	-73,8	--	94,9	520	530	14,69	-87,8	--	17,6
125	135	37,84	-67,6	--	90,5	525	535	19,00	-81,9	--	321,9
134	144	22,50	-78,1	--	96,9	530	540	18,93	-85,2	--	16,7
140	150	24,72	-75,8	--	90,7	538	548	16,52	-86,0	--	78,6
145	155	22,04	-75,5	--	91,9	548	558	22,64	-62,7	--	332,8
150	160	8,68	-70,4	--	68,7	558	568	19,64	-85,3	--	302,8
155	165	25,49	-73,7	--	73,4	568	578	17,67	-59,7	--	329,8
158	168	27,40	-72,9	--	91,8	573	583	19,03	-74,4	--	348,9
163	173	27,20	-71,3	--	107,3	578	588	25,37	-79,9	--	34,7
165	175	30,68	-67,5	--	104,4	583	593	20,72	-58,6	--	33,9
170	180	31,75	-64,2	--	124,8	588	598	18,74	-51,6	-49,3	34,1
175	185	28,59	-57,4	--	112,4	593	603	16,94	-54,8	--	29,7
185	195	25,73	-58,2	--	133,8	598	608	18,40	-52,5	--	34,1
195	205	27,69	-56,8	-57,7	128,4	603	613	17,70	-68,2	--	18,8
205	215	25,89	-59,3	--	110,0	608	618	19,82	-67,0	--	64,7
210	220	23,70	-53,6	--	88,2	613	623	14,91	-77,5	--	15,8
213	223	25,71	-54,1	--	86,2	618	628	14,10	-58,2	--	356,1
218	228	25,45	-56,9	--	63,3	623	633	19,77	-69,4	--	66,1
223	233	28,06	-61,9	--	92,4	628	638	32,06	-58,9	--	29,2
228	238	27,07	-71,6	--	109,6	633	643	18,06	-54,8	--	20,4
233	243	26,07	-65,4	--	113,2	638	648	19,60	-49,8	--	24,4
238	248	25,80	-68,3	--	100,9	643	653	18,11	-51,2	--	46,8
243	253	24,50	-62,5	--	103,0	648	658	18,74	-56,0	--	36,7
248	258	33,45	-57,3	--	89,7	658	668	26,65	-61,3	--	33,5
253	263	28,23	-49,8	-51,2	85,9	668	678	28,11	-57,1	--	27,7
263	273	30,83	-59,5	--	89,1	678	688	22,02	-49,9	--	20,9
273	283	31,79	-56,3	--	108,8	688	698	18,70	-51,0	--	56,7
283	293	31,24	-57,6	--	54,3	698	708	24,44	-53,9	--	63,1
293	303	16,74	-47,7	-48,6	107,3	708	718	25,44	-36,5	-37,4	68,2
303	313	32,89	-58,8	--	101,8	718	728	19,35	-56,0	--	35,5
313	323	28,31	-61,0	--	77,7	728	738	20,27	-58,2	--	49,7
323	333	31,40	-51,8	--	110,4	739	749	22,89	-44,5	-44,0	53,8
333	343	26,82	-54,3	--	103,9	750	760	19,71	-60,9	--	46,9
343	353	27,43	-56,8	--	86,0	758	768	22,71	-54,0	--	76,9
353	363	26,08	-68,5	--	107,5	768	778	20,32	-62,1	--	81,8
358	368	27,73	-63,2	--	102,2	778	788	17,80	-50,5	--	33,0
363	373	26,18	-76,5	--	115,4	788	798	22,15	-49,6	--	59,5
368	378	31,51	-75,4	--	91,0	798	808	23,42	-47,1	-46,2	49,1
373	383	29,77	-62,1	--	86,2	808	818	21,08	-51,4	--	57,8
376	386	29,86	-56,9	-56,7	76,5	818	828	21,26	-60,7	--	81,6
380	390	25,68	-73,3	--	99,2	828	838	21,95	-64,3	--	34,8
383	393	23,63	-69,2	--	117,1	838	848	22,89	-42,3	-44,2	80,1
388	398	25,29	-59,5	--	80,9	848	858	21,40	-66,9	--	57,5
393	403	24,51	-64,5	--	77,8	858	868	23,24	-50,9	--	76,5
398	408	27,31	-68,4	--	102,0	867	877	21,67	-52,7	--	261,1
403	413	23,88	-71,1	--	101,5	876	886	8,87	-59,1	--	38,0
406	416	28,74	-69,8	--	111,6	882	892	17,65	-62,9	--	174,0
410	420	30,49	-65,9	--	101,9	888	898	11,37	-46,4	-44,2	74,8
413	423	25,90	-66,7	--	88,9	895	905	12,34	-29,9	-22,1	32,7
418	428	32,06	-65,3	--	79,9						